45/4/2013
ISSN 1338-3523
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

Predseda vydavateľskej rady – Chairman of Editorial Board

BRANISLAV ŽEC
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

Vedecký redaktor – Scientific Editor

ZOLTÁN NÉMETH
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra
Regionálne centrum Košice
Jesenského 8, 040 01 Košice
zoltan.nemeth@geology.sk

REDAKČNÁ RADA – EDITORIAL BOARD

Igor Broska, Geologický ústav SAV Bratislava
Klement Fordinál, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Vlasta Jánová, Ministerstvo životného prostredia SR Bratislava
Milan Kohút, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Martin Kováčik, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Peter Malík, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Jozef Michalík, Geologický ústav SAV Bratislava
Ľubomír Petro, Štátny geologický ústav D. Štúra Košice
Dušan Plašienka, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
Marián Putiš, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
Igor Slaninka, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Ján Soták, Geologický ústav SAV Banská Bystrica
Ladislav Šimon, Slovenská geologická spoločnosť Bratislava
Pavel Uher, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava

REDAKCIA – EDITORIAL STAFF

Vedúci oddelenia vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie – Head of the Department of Promotion and ŠGÚDŠ Publishers

LADISLAV MARTINSKÝ
ladislav.martinsky@geology.sk

Jazykoví redaktori – Lingual editors

Lucia Jasinská – Zoltán Németh
lucia.jasinska@upjs.sk

Mineralia Slovaca (Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086), EV 3534/09, vychádza štyrikrát ročne. Vydavateľ a tlač: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, IČO 31 753 604. Dátum vydania: 28. február 2014.
Predplatné v roku 2013 vrátane DPH, poštovného a balného pre jednotlivcov 19,44 €, pre členov SGS a geologických asociácií 17,24 €, pre organizácie v SR 23,84 €. Cena jednotlivého čísla je 4,50 € vrátane DPH, poštovného a balného. Časopis možno objednať v redakcii a v knižnici regionálneho centra v Košiciach.
Adresa redakcie: Štátny geologický ústav D. Štúra – RC Košice (Mineralia Slovaca), Jesenského 8, 040 01 Košice. Telefón: 055/625 00 46, 055/625 00 43; fax: 055/625 00 44, e-mail: mineralia.slovaca@geology.sk, e-mail knižnica: secretary.ke@geology.sk

Mineralia Slovaca (Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086) is published quarterly by the State Geological Institute of Dionýz Štúr Bratislava, Slovak Republic. Subscription for 2013 calendar year: 41.84 € including VAT, postage and packing cost. Price of one number is 8.60 € including VAT, postage and packing cost. 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, Slovak Republic. Phone: +421/55/625 00 46, +421/55/625 00 43; fax: +421/55/625 00 44, e-mail: mineralia.slovaca@geology.sk, library: secretary.ke@geology.sk

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

www.geology.sk/mineralia

MINERALIA SLOVACA
Ročník 45 – 2013
OBSAH

Andráš, P., Krnáč, J., Kharbish, Sh. & Dirner, V.: Distribúcia vybraných ťažkých kovov na haldových poliach Cu ložiska Ľubietová 213
Baláž, P.: Perspektíva využívania domácich energetických surovín 225
Baláž, P.: Suroviny morského dna – prieskumné aktivity Spoločnej organizácie Interoceanmetal 233
Blišťan, P. & Blišťanová, M.: Modelovanie kvalitatívnych parametrov hlavného uhoľného sloja ložiska Nováky v prostredí GIS na účely výpočtu zásob a vizualizácie priestorových vzťahov 85
Boorová, D. & Filo, I.: Štúdium párnického súvrstvia na stratotypovom profile Žaškov (krížňanský príkrov) 61
Čanecká, L., Bujdoš, M., Hagarová, I. & Boriová, K.: Porovnanie sorpcie rôznych špécií antimónu na syntetický goethit 153
Čurlík, J. & Ďurža, O.: Doc. RNDr. Jozef Veselský, CSc., osemdesiatročný (Geovestník, 45, 4) 39
Demko, R. & Hraško, Ľ.: Ryolitové teleso Gregová pri Telgárte 161
Dočekalová, H., Škarpa, P. & Dočekal, B.: Technika DGT jako substituent biomonitorů pro predikci dostupnosti kovů v půdách 137
Drábová, V., Dulanská, S., Neufuss, S., Němec, M., Galanda, D., Špendlíková, I. & Strišovská, J.: Stanovenie významných rádionuklidov v machoch z okolia jadrovej elektrárne Temelín 111
Ekkertová, P.: Reakcia na stanovisko Ing. Mareka Fraštiu, PhD., z Katedry geodézie SvF STU Bratislava k článku Ekkertová, P. a Greif, V.: Využitie digitálnej fotogrametrie pri štruktúrnej analýze skalných svahov 101
Ferenc, Š., Mikušová, J. & Baláž, P.: Banskobystrický geopark – historicky významné ložiská nerastných surovín 239
Fraštia, M.: Stanovisko k článku Ekkertová, P. a Greif, V.: Využitie digitálnej fotogrametrie pri štruktúrnej analýze skalných svahov 97
Galanda, D., Kuruc, J., Strišovská, J., Kováčová, M. & Dulanská, S.: Stanovenie uránu a tória vo vzorkách z bane na zlato Rozália pri obci Hodruša-Hámre, Slovensko 105
Gardoňová, V., Dulanská, S., Mátel, Ľ. & Horváthová, B.: Stanovenie ^{226}Ra využitím sorbentu MnO_2 – PAN 117
Hagarová, I.: Využitie neiónových tenzidov v extrakčných postupoch na separáciu, prekoncentráciu a špeciáciu iónových analytov v prírodných vodách 157
Hladilová, Š. & Fordinál, K.: Vrchnobádenské mäkkýše (Gastropoda, Bivalvia, Scaphopoda) z lokality Modra-Kráľová (Podunajská panva, Slovensko) 35
Hlodák, M., Matúš, P. & Urík, M.: Priestorová distribúcia vybratých potenciálne toxických stopových prvkov (As, Cd, Cu, Hg, Pb, Zn) v pôdach Hronskej nivy 131
Hrabovský, J.: Negenikulátne koralinné riasy (Corallinales, Sporolithales, Rhodophyta) z litotamniových vápencov lokality Vrchná hora pri Stupave (Viedenská panva, Slovensko) 23
Hrabovský, J. & Fordinál, K.: Paleoekologické zhodnotenie riasových vápencov z lokality Stupava-Vrchná hora (Viedenská panva, Slovensko) 11
Illášová, Ľ., Kraus, I., Pulišová, Z. & Čaplovičová, M.: Limnosilicity jastrabskej formácie v Kremnických a Štiavnických vrchoch – potenciálna surovina pre šperkárstvo na Slovensku 201
Jankulár, M. & Mikita, S.: Školenie v delte Dunaja, Rumunsko (Geovestník, 45, 4) 4
Kohút, M.: Spomienková slávnosť k 165. výročiu založenia Uhorskej geologickej spoločnosti (Geovestník, 45, 1 – 2) 1
Kohút, M.: Laudatio k 70. narodeninám RNDr. Ota Mika, CSc. (Geovestník, 45, 1 – 2) 9
Kovanič, Ľ. & Németh, Z.: Využitie geodetických metód na modelovanie stien povrchových lomov a skalných útvarov a pri ich štruktúrnej analýze: príklad z kameňolomu Sedlice 69
Kucharič, Ľ.: Ladislav Novotný a Ján Tulis: Kras Slovenského raja (Geovestník, 45, 1 – 2) 22
Kucharič, Ľ., Jankulár, M. & Mikita, S.: CO_2 týždeň v ŠGÚDŠ v Bratislave (Geovestník, 45, 4) 1
Madarás, J.: Pavol Siman päťdesiatnikom (Geovestník, 45, 4) 41
Madarás, J. & Németh, Z.: K šesťdesiatke profesora Mariána Putiša (Geovestník, 45, 1 – 2) 13
Miko, O.: D. Hovorka: Sopečná činnosť – jej dobrodenia, ale aj postrach ľudstva (recenzia) (Geovestník, 45, 1 – 2) 23
Németh, Z.: 11. stretnutie CETeG – Várgesztes, Maďarsko, 24. – 27. apríl 2013 Geologická a tektonická stavba pohorí Vértes a Gerecse (Geovestník, 45, 1 – 2) 5
Németh, Z., Plašienka, D., Šimon, L., Kohút, M., Kováčiková, M., Kollárová, V. & Vlačiky, M.: 12. predvianočný geologický seminár ŠGÚDŠ a SGS Nové poznatky o stavbe a vývoji Západných Karpát (Geovestník, 45, 4) 6
Németh, Z. & Farkašovský, R.: Aktivity košickej pobočky Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 2013 (Geovestník, 45, 4) 29
Ozdínová, S.: Paleoekologické zhodnotenie vápnitých nanofosílií z eocénnych a oligocénnych sedimentov podtatranskej skupiny Západných Karpát 1
Reháková, D. & Kováč, M.: K šesťdesiatinám profesora Dušana Plašienku (Geovestník, 45, 1 – 2) 17
Senila, M., Senila, L., Urik, M. & Matúš, P.: Hodnotenie biologickej dostupnosti ortuti v pôdnych vzorkách pomocou metódy DGT a TD-AAS: Príklad z Baia Mare, SZ Rumunsko 121
Slaninka, I., Jurkovič, Ľ. & Ďurža, O.: Geochémia 2013 (Geovestník, 45, 4) 38
Šimon, L.: Významné životné jubileá členov Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 2013 (Geovestník, 45, 1 – 2) 12
Šimon, L.: Významné životné jubileá členov Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 2014 (Geovestník, 45, 4) 44
Tóth, R., Hiller, E., Petrák, M., Jurkovič, Ľ., Šottník, P., Vozár, J. & Peťková, K.: Odkaliská Markušovce a Slovinky – aplikácia metodického postupu na hodnotenie odkaliskových sedimentov pochádzajúcich z úpravy rúd na modelových odkaliskách 125
Tuček, Ľ., Čechovská, K., Derco, J. & Nováková, J.: Minerálne zloženie karbonatizovaných produktov likvidácie CO_2 zistené prepočtom z rtg. difrakčného a chemického rozboru 143
Zlinská, A.: Biostratigrafia sedimentov bádenu z oblasti Veľkej Tŕne a revízia jej starších poznatkov (Východoslovenská panva) 45
Zlinská, A., Zorn, I. & Zágoršek, K.: Foraminifery, ostrakódy a machovky z okolia Devínskej Novej Vsi a Záhorskej Bystrice (slovenská časť Viedenskej panvy) 185
Žecová, K. & Boorová, D.: Nové výsledky biostratigrafického výskumu lupkovského súvrstvia v antiklinoriálnom pásme Malého Bukovca (duklianska jednotka) 175

MINERALIA SLOVACA
Volume 45 – 2013
CONTENT

Andráš, P., Krnáč, J., Kharbish, Sh. & Dirner, V.: Characteristic of heavy metals distribution at dump-fields of Cu-deposit Ľubietová 213
Baláž, P.: Perspective of domestic mineral fuels exploitation 225
Baláž, P.: Deep-sea mineral resources – exploration activities of Interoceanmetal Joint Organization 233
Blišťan, P. & Blišťanová, M.: Modelling of qualitative parameters of the main coal seam in the Nováky deposit in GIS environment for the purpose of reserves calculation and visualization of spatial relations 85
Boorová, D. & Filo, I.: The study of the Párnica Formation at the Žaškov stratotype profile (Krížna nappe) 61
Čanecká, L., Bujdoš, M., Hagarová, I. & Boriová, K.: Comparison of sorption processes of Sb(V) an d Sb(III) onto synthetic goethite .. 153
Čurlík, J. & Ďurža, O.: Greetings to 80th birthday of Doc. RNDr. Jozef Veselský, CSc. (Geovestník, 45, 4) 39
Demko, R. & Hraško, Ľ.: Rhyolite body Gregová near the Telgárt village (Western Carpathians) 161
Dočekalová, H., Škarpa, P. & Dočekal, B.: DGT as a surrogate of biomonitors for predicting the bioaccessibility of metals in soils 137
Drábová, V., Dulanská, S., Neufuss, S., Němec, M., Galanda, D., Špendlíková, I. & Strišovská, J.: Determination of significant radionuclides in mosses from the area of the nuclear power plant Temelín 111
Ekkertová, P.: Response to an opinion of Ing. Marek Fraštia, PhD., from the Department of Surveying, Faculty of Civil Engineering, Slovak University of Technology in Bratislava, related to article by Ekkertová, P. & Greif, V.: The use of digital photogrammetry for structure analysis of the rock slopes 101
Ferenc, Š., Mikušová, J. & Baláž, P.: Banská Bystrica Geopark – historically important deposits of raw materials 239
Fraštia, M.: The standpoint to the article by Ekkertová, P. & Greif, V.: The use of digital photogrammetry for structure analysis of the rock slopes, published in Mineralia Slovaca 2 (2012), 157 – 166 97
Galanda, D., Kuruc, J., Strišovská, J., Kováčová, M. & Dulanská, S.: Determination of uranium and thorium contents in the samples from goldmine Rozália located at Hodruša-Hámre, Slovakia 105
Gardoňová, V., Dulanská, S., Mátel, Ľ. & Horváthová, B.: Determination of ^{226}Ra by using MnO_2 – PAN resin 117
Hagarová, I.: Non-ionic surfactants used in extraction procedures for separation, preconcentration and speciation of ionic analytes in natural waters 157
Hladilová, Š. & Fordinál, K.: Upper Badenian Molluscs (Gastropoda, Bivalvia, Scaphopoda) from the Modra-Kráľová locality (Danube Basin, Slovakia) 35
Hlodák, M., Matúš, P. & Urík, M.: Spatial distribution of selected potentially toxic trace elements (As, Cd, Cu, Hg, Pb, Zn) in soils of the Hron floodplain, Slovakia 131
Hrabovský, J.: Non-geniculate coralline algae (Corallinales, Sporolithales, Rhodophyta) from lithothamnion limestones of the locality Vrchná hora at the town of Stupava (Vienna Basin, Slovakia) 23
Hrabovský, J. & Fordinál, K.: Paleoecological evaluation of the algal limestones in Stupava-Vrchná hora locality (Vienna Basin, Slovakia) 11
Illášová, Ľ., Kraus, I., Pulišová, Z. & Čaplovičová, M.: Limnosilicites of the Jastrabá Formation in the Kremnica and Štiavnica hills (Western Carpathians) – Potential jewellery material in Slovakia 201
Jankulár, M. & Mikita, S.: CGS Europe Spring School on CO_2 Geological Storage Training in the Danube Delta, Romania (Geovestník, 45, 4) 4
Kohút, M.: Commemoration of the 165th anniversary of establishment of the Hungarian Geological Society (Geovestník, 45, 1 – 2) 1
Kohút, M.: Greetings to 70th birthday of RNDr. Oto Miko, CSc. (Geovestník, 45, 1 – 2) 9
Kovanič, Ľ. & Németh, Z.: The application of geodetic methods for modelling the quarry walls and rock outcrops and their use in structural analysis: Case study from the quarry at Sedlice, Slovakia 69
Kucharič, Ľ.: Review of the publication "Karst of the Slovak Paradise" of the authors Ladislav Novotný & Ján Tulis (Geovestník, 45, 1 – 2) 22
Kucharič, Ľ., Jankulár, M. & Mikita, S.: CO_2 Week in ŠGÚDŠ, Bratislava (Geovestník, 45, 4) 1
Madarás, J.: Greetings to 50th birthday of Pavol Siman (Geovestník, 45, 4) 41
Madarás, J. & Németh, Z.: Greetings to 60th birthday of Professor Marián Putiš (Geovestník, 45, 1 – 2) 13
Miko, O.: Review of the publication "Volcanic activity: Its benefits, but also the menace for mankind" of the author D. Hovorka (Geovestník, 45, 1 – 2) 23
Németh, Z.: 11th CETeG Meeting – Várgesztes, Hungary, 24.–27. April 2013 Geological and tectonic setting of the Vértes and Gerecse Hills (Geovestník, 45, 1 – 2) 5
Németh, Z., Plašienka, D., Šimon, L., Kohút, M., Kováčiková, M., Kollárová, V. & Vlačiky, M.: 12. geological seminar: New knowledge about geological setting and evolution of the Western Carpathians (Geovestník, 45, 4) 6
Németh, Z. & Farkašovský, R.: The activities of the Slovak Geological Society, branch Košice, in 2013 (Geovestník, 45, 4) 29
Ozdínová, S.: Paleoecological evaluation of calcareous nannofossils from the Eocene and Oligocene sediments of the Subtatric Group of the Western Carpathians 1
Reháková, D. & Kováč, M.: Greetings to 60th birthday of Professor Dušan Plašienka (Geovestník, 45, 1 – 2) 17
Senila, M., Senila, L., Urik, M. & Matúš, P.: Evaluation of mercury bioavailability in soil samples using DGT and TD-AAS techniques: Case study of Baia Mare, NW Romania 121
Slaninka, I., Jurkovič, Ľ. & Ďurža, O.: Geochemistry 2013 (Geovestník, 45, 4) 38
Šimon, L.: Significant jubilees of the members of the Slovak Geological Society in 2013 (Geovestník, 45, 1 – 2) 12
Šimon, L.: Significant jubilees of the members of the Slovak Geological Society in 2014 (Geovestník, 45, 4) 44
Tóth, R., Hiller, E., Petrák, M., Jurkovič, Ľ., Šottník, P., Vozár, J. & Peťková, K.: Tailings impoundments Markušovce and Slovinky: Application of the methodology for evaluation of impoundment sediments from ore processing on the model impoundments 125
Tuček, Ľ., Čechovská, K., Derco, J. & Nováková, J.: Mineral composition of carbonatized products of CO_2 liquidation determined by the recalculation of XRD and chemical analyses 143
Zlinská, A.: Biostrafigraphy of Badenian sediments from the village of Veľká Tŕňa and revision of earlier knowledge (East Slovakian Basin) 45
Zlinská, A., Zorn, I. & Zágoršek, K.: Foraminifers, ostracods and bryozoans from around Devínska Nová Ves and Záhorská Bystrica (Slovak part of the Vienna Basin) 185
Žecová, K. & Boorová, D.: New results of biostratigraphic investigation of the Lupkov Formation in the anticlinorial zone of Malý Bukovec (Dukla Unit, Western Carpathians) 175

Obsah – Content

Mineralia Slovaca 45 (2013) • 4

PÔVODNÉ ČLÁNKY – ORIGINAL PAPERS

Demko, R. & Hraško, Ľ.
Ryolitové teleso Gregová pri Telgárte
Rhyolite body Gregová near the Telgárt village (Western Carpathians) 161

Žecová, K. & Boorová, D.
Nové výsledky biostratigrafického výskumu lupkovského súvrstvia v antiklinoriálnom pásme Malého Bukovca (duklianska jednotka)
New results of biostratigraphic investigation of the Lupkov Formation in the anticlinorial zone of Malý Bukovec (Dukla Unit, Western Carpathians) 175

Zlinská, A., Zorn, I. & Zágoršek, K.
Foraminifery, ostrakódy a machovky z okolia Devínskej Novej Vsi a Záhorskej Bystrice (slovenská časť Viedenskej panvy)
Foraminifers, ostracods and bryozoans from around Devínska Nová Ves and Záhorská Bystrica (Slovak part of the Vienna Basin) 185

Illášová, Ľ., Kraus, I., Pulišová, Z. & Čaplovičová, M.
Limnosilicity jastrabskej formácie v Kremnických a Štiavnických vrchoch – potenciálna surovina pre šperkárstvo na Slovensku
Limnosilicites of the Jastrabá Formation in the Kremnica and Štiavnica hills (Western Carpathians) – Potential jewellery material in Slovakia 201

Andráš, P., Krnáč, J., Kharbish, Sh. & Dirner, V.
Distribúcia vybraných ťažkých kovov na haldových poliach Cu ložiska Ľubietová
Characteristic of heavy metals distribution at dump-fields of Cu-deposit Ľubietová 213

Baláž, P.
Perspektíva využívania domácich energetických surovín
Perspective of domestic mineral fuels exploitation 225

Baláž, P.
Suroviny morského dna – prieskumné aktivity Spoločnej organizácie Interoceanmetal
Deep-sea mineral resources – exploration activities of Interoceanmetal Joint Organization 233

Ferenc, Š., Mikušová, J. & Baláž, P.
Banskobystrický geopark – historicky významné ložiská nerastných surovín
Banská Bystrica Geopark – historically important deposits of raw materials 239

GEOvestník

OBÁLKA: *Amphistegina mammilla* (FICHTEL & MOLL) z vrtu ZNV-1 (2,1 – 2,9 m), Devínska Nová Ves, vrchný báden. Foto A. Zlinská (k článku na s. 185 – 200).

COVER: *Amphistegina mammilla* (FICHTEL & MOLL) from the borehole ZNV-1 (2.1–2.9 m), Devínska Nová Ves, Upper Badenian. Photo A. Zlinská (related to article on pp. 185–200).

Mineralia Slovaca, 45 (2013), 161 – 174
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Ryolitové teleso Gregová pri Telgárte

RASTISLAV DEMKO a ĽUBOMÍR HRAŠKO

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
rastislav.demko@geology.sk; lubomir.hrasko@geology.sk

Rhyolite body Gregová near the Telgárt village (Western Carpathians)

Rhyolite body Gregová in the vicinity of Telgárt village was in scope of geological investigation during last century. Controversially, opinions on lithological composition, parental volcanic age and tectonic relations were not consistent.

The Gregová body is a rhyolitic rock complex, where pyroclastics overlie central massive rhyolite extrusions. As for the rhyolite pyroclastics, they correspond to simple ignimbrites. The central rhyolite extrusion is a composite of vesicular, amygdaloidal and prevailing massive porphyric red rhyolites. Petrographic study proves the presence of porphyric association in combination of Pl + San + Fe-Ti Ox + Maf (Opx/Fa) + Qtz. The rhyolitic textures correspond to porphyric and aphyric varieties with or without accompanying amygdaloidal and vesicular development. Matrix is spherolitic, axiolitic or granophyric. Some of parallel ductile ruptures with secondary hydrothermal filling are linked to the final post-eruption gravitation relaxation of rhyolite domes. Geochronological study, based on EMP monazite dating, has brought new principal information about Middle/Upper Permian age of parental rhyolitic volcanism in the range of 263 ± 3.5 Ma. Spatial relation between rhyolitic lithofacies suggests a Plinian type of volcanic eruption during rock complex formation.

Contact of the rhyolite body with surrounding Lower Triassic sandstones – shales beds and Middle Triassic carbonates of Silicicum tectonic unit is of tectonic nature. The obtained age modifies an interpretation about the uniform Lower Triassic age of the rhyolite bodies Gregová, Stožka, Poniky, or about their potential petrogenetic affinity. Separation of Vernaricum from Silicicum s.l. tectonic unit, based on the presence of the Triassic rhyolite volcanism in Vernaricum therefore remains unsustainable. Recent tectonic relations of different lithological members (rhyolites vs. clastic and carbonatic members of Silicicum s.l.) are prevailingly a reflection of extensional tectonics, acting in wider scale on the eastern margin of the Kráľova hoľa Massif.

Key words: rhyolites, Permian, EMP monazite dating, Silica nappe, Western Carpathians

Prehľad doterajších poznatkov o ryolitových horninách pri Telgárte

Ryolitové teleso v širšej oblasti kóty Gregová (1168 m) tvorí morfologicky výrazne exponovaný masív ležiaci SV od Telgártu. Napriek technicky raritne riešenému železničnému tunelu (na trati Červená skala – Margecany), ktorý bol budovaný v 30. rokoch 20. storočia, petrografickým a viacerým terénnym výskumom sú ryolitové horniny pri Telgárte zastreté množstvom nejasností.

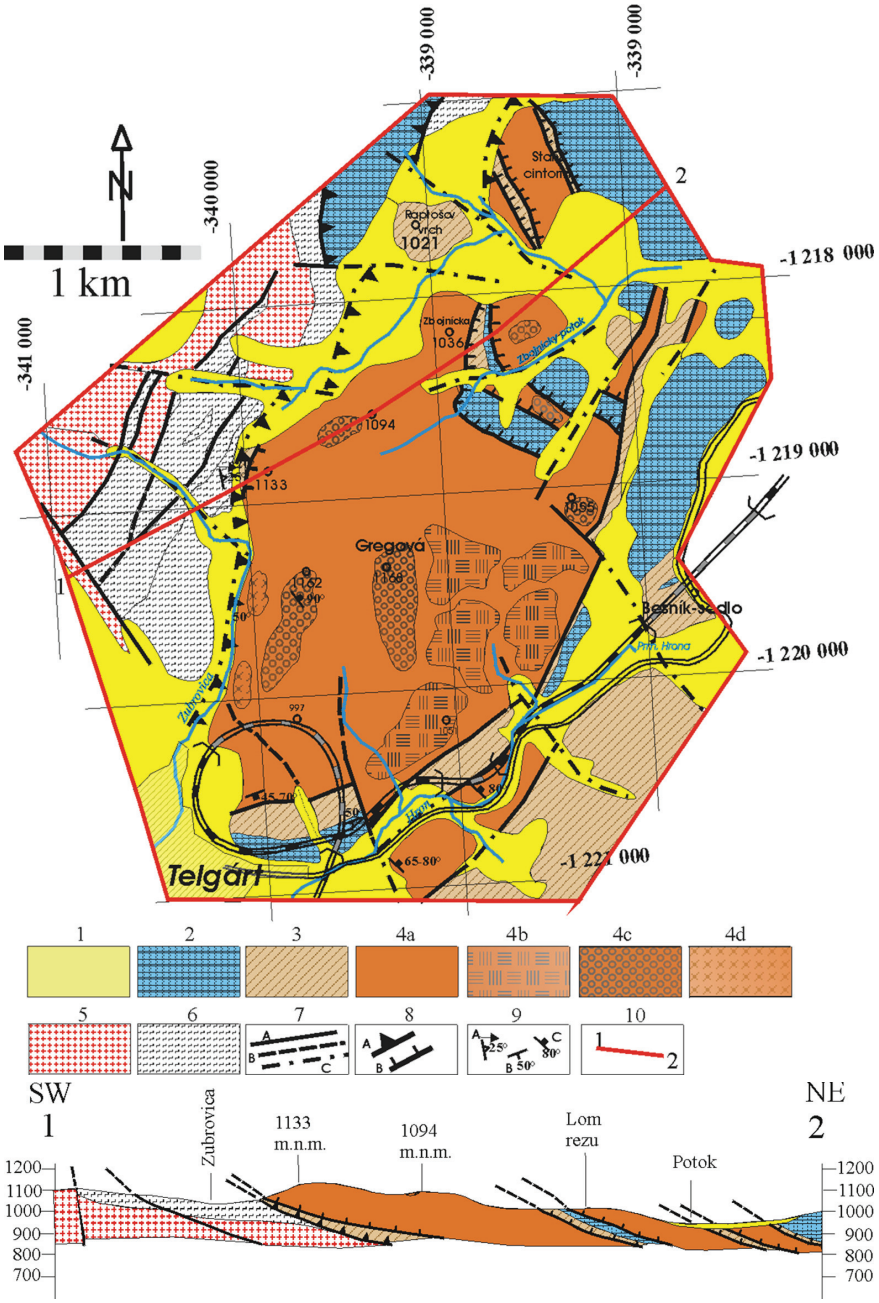
Ryolity neunikli pozornosti prvotných geologických výskumov územia Slovenska (schematická geologická mapa poľského profesora Zeisznera z roku 1844, in Čejchanová et al., 2004), kde sú označené ako „porphyry rouge et amygdaloide“ (červené porfýry a amygdaloidy).

NePPskôr sa na geologickej mape, ktorú realizoval kolektív autorov z Říšskeho geologického ústavu vo Viedni v mierke 1 : 144 000 (list Okolie Dobšinej a Tisovca) a vydal v roku 1870, objavili tri samostatné telesá, ktoré boli označené ako melafýry.

Pri razení železničného tunela Oppenheimer (1931) zaradil tieto horniny k ryolitovým porfýrom. Ako tvrdí Mello (1997), podobne aj Kettner (1937), neskôr Kovařík (1955), ryolity sa opäť začali označovať ako melafýry. Kamenický (Kamenický, 1951) napr. v roku 1949 použil termín verfén s melafýrmi. Za horniny tzv. melafýrovej skupiny ich považoval Maheľ (1957b, s. 86). Rovnako Bystrický (1959) ich vo svojom geologickom náčrte severovýchodnej časti muránskej plošiny označil za „melafýrové horniny“. Bystrický (l. c.) ich podobne ako Maheľ (1957) pričlenil k osobitnému, tzv. vernárskemu pruhu, ktorý je čiastočne faciálne odlišný od sledov v Stratenskej hornatine, muránskej plošine a Slovenskom krase v triase až staršej jure.

Názor, že Kettner (1937) zaradil ryolitové teleso pri Telgárte k melafýrom, je mylný. Autor opísal všeobecne rôzne polohy melafýrov a uvádza s nimi stratigrafický termín verfén. Na základe tejto asociácie sa ryolitové horniny priradili k melafýrom. Zorkovský (1959) na základe petrografického a chemického štúdia definitívne doložil ich ryolitový charakter. Maheľ (1986, s. 153) a Biely (in Biely et al., 1992) už opäť používali správny termín – ryolity.

O pozícii a veku kremitých porfýrov sa zmienil Zelman (in Zelman et al., 1969), ktorý zdôraznil existenciu ryolitového telesa vo vernárskej sérii v pieskovcovo-bridličnatom súvrství spodného triasu.



Obr. 1. Zjednodušená geologická mapa územia so zvýraznením výskytu vulkanických fácií v rámci ryolitového telesa Gregová. 1 – sedimenty kvartéru, nečlenené; 2 – 3 – vernárikum (súčasť silicika s. l.): 2 – karbonáty stredného triasu, nečlenené; 3 – pestré pieskovce a bridlice spodného triasu, nečlenené; *ryolitové teleso:* 4a – afanitické ryolity bez drobných výrastlíc živcov; 4b – zóny kontaktnej brekciácie medzi dvoma ryolitovými extrúziami, uzavreniny erodovanej časti extrúzie do viskóznej magmy mladšej extrúzie; 4c – červené afanitické ryolity bez drobných výrastlíc živcov a s mandľami zeleného opálu; 4d – nálezy ignimbritov; 5 – veporikum: kryštalinikum; 6 – permsko-triasový obal, alpínsky metamorfovaný, nečlenené; 7 – zlomy: A – zistené, B – predpokladané, C – zakryté; 8 – A – tektonické plochy 1. rádu – násuny; B – listrické extenzné zlomy; 9 – štruktúrne prvky: A – smer sklonu metamorfnej bridličnatosti a minerálnych lineácií; B – smer sklonu vrstevnatosti; C – krehké pukliny; 10 – priebeh geologického rezu.

Fig. 1. The simplified geological map of studied area and geological crossection with emphasized occurrence of Gregová rhyolite body with relevant volcanic rock types. 1 – Quarternary sediments; 2 – 3 – Vernaric sedimentary rocks as a part of Silic group: 2 – carbonates of the Middle Triassic; 3 – variegated sandstones and shales of the Lower Triassic; *rhyolite body:* 4a – aphanitic rhyolites sometimes with sporadic occurrence of porphyric feldspars; 4b – zones of contact brectiation between different rhyolite extrusions, zones with incorporated fragments of previously extruded rhyolite body into extruding younger rhyolite; 4c – red aphanitic rhyolites (sometimes with sporadic occurrence of porphyric feldspars with) with amygdales infilling by green opal; 4d – distribution of ignimbrite pyroclastics; 5 – veporic crystalline basement (granites and gneiss); 6 – Permian and Triassic sedimentary veporic cover, Alpine metamorphosed, undivided; 7 – faults: A – determined, B – predicted, C – hidden; 8 – A – nape boundaries, B – listric extension faults; 9 – A – strike and dip of metamorphic schistosity and mineral lineation, B – bedding, C – joints; 10 – geological crossection.

Za vrchnopermské ich považoval Plašienka (1981), ktorý ich zaraďuje do silického príkrovu s. l. ako súčasť vernárskej série. Maheľ (1986, s. 153) tieto horniny zaradil k ryolitom pravdepodobne permského veku.

O stratigrafickom zaradení ryolitov teda panujú nejasnosti. Vzhľadom na ich vystupovanie so sedimentmi spodného triasu, zaraďovanými k vernárskemu príkrovu, nemali by byť pochybnosti o ich tektonickej príslušnosti a o ich spodnotriasovom veku (Mello et al., 1997).

Napriek rozmanitým úvahám o tektonicko-stratigrafickej príslušnosti (Maheľ, 1957a, b; Biely et al., 1992; Plašienka, 1981; všetci in Mello et al., 1997) rozsiahle vrtné práce na prieskum evaporitov v lokalite Pusté Pole (Rozložník et al., 1974) jednoznačne dokladajú intenzívne tektonické vzťahy medzi ryolitovým telesom a okolitými triasovými sedimentmi (bodvasilašské vrstvy, stratigrafické rozpätie, griesbach – spodný namal a sinské vrstvy, stratigrafické rozpätie, vrchný namal – spat), rovnako ako so strednotriasovými gutensteinskými dolomitmi a vápencami.

Významnú tektonicko-stratigrafickú ideu predložil Havrila in Mello et al. (1997), ktorý na základe predpokladaného spodnotriasového veku ryolitového vulkanizmu telies Gregová, Poniky, Stožka a niekoľkými podobnosťami sedimentárneho záznamu s hronikom vyčlenil zo silicika tzv. vernárikum, ktoré je typické práve záznamom ryolitového vulkanizmu v spodnom triase. Túto predstavu ďalej rozvinuli Hók et al. (2004) pre širšie palinspastické úvahy. Spodnotriasový vek ryolitového vulkanizmu a vernárická príslušnosť ryolitov sú podporené stratigrafickým vzťahom medzi ryolitmi a karbonátmi (kampil) pri Ponikách (Slavkay, 1965, 1981). Na týchto teoretických záveroch o veku a tektonickej pozícii je založená aj ďalšia petrograficko-geochemická štúdia (Uher et al., 2002), ktorá upresňuje vysokodraselný alkalický anorogénny charakter „spodnotriasových" ryolitov vrátane telesa Gregová. Detailnejšie informácie prináša práca Ondrejku (2004).

Geologická pozícia ryolitov

Teleso ryolitov vystupuje v oblasti SZ od obce Telgárt, kde buduje morfologicky výraznú kótu Gregová (1168 m n. m.), pokračuje smerom cez Zbojnícku dolinu a posledný výskyt ryolitu sa nachádza v oblasti Starého cintorína, kde sa tektonicky stýka s karbonátmi stredného triasu. Ľahko dostupné výskyty vystupujú pozdĺž cesty V od Telgártu smerom k sedlu Besník. V západnej časti sa ryolitové teleso tektonicky stýka so sivými bridlicami, zaraďovanými rôznymi autormi buď k hroniku, karbónu gemerika, alebo obalu južného veporika. Územie je súčasťou troch regionálnych geologických máp v mierke 1 : 50 000 (Klinec, 1976; Biely et al., 1992; Mello et al., 2000), ktoré obsahujú rôzne interpretácie tektonického zaradenia litologických celkov na východnom okraji masívu Kráľovej hole, v tektonickom podloží telesa ryolitu. V rámci výsledkov výskumov realizovaných v ostatných rokoch sa prikláňame k názoru, ktorý prezentoval aj Bystrický (1959), že bezprostredným tektonickým podložím ryolitu sú horninové súbory patriace k obalu veporika. Štruktúrne prvky zistené v tektonickom podloží ryolitu poukazujú na duktilné deformačné podmienky, analogické extenzným štruktúrnym prvkom zisteným na východnom okraji masívu Kráľovej hole. Tie odzrkadľujú proces odstrešovania a skĺzavania horninových súborov s vergenciou na V, ktorý je evidentný najmä na východnom okraji veporika na styku s gemerikom a vyššími príkrovmi (Madarás a Ivanička, 2001).

Teleso ryolitu je vnútorne imbrikované. V samotnom telese ryolitu boli v rámci ojedinelých odkryvov zistené len krehké pukliny, ktorých smery sú paralelné s priebehom extenzných štruktúr na V svahoch masívu Kráľovej hole, prípadne sú paralelné so štruktúrami SV – JZ smeru v južnej časti telesa na styku ryolitu a spodno-strednotriasových pieskovcovo-karbonátových fácií silicika (s. l.).

Tektonické vzťahy sú zvýraznené na miestach, kde medzi šupinami tvorenými ryolitom vystupuje tektonicky redukovaný sled tvorený pieskovcovo-bridličnatým súvrstvím spodného triasu a strednotriasovými karbonátmi (oblasť Zbojníckej doliny), ktorý je tiež smerovo totožný so smermi extenzných štruktúr v masíve Kráľovej hole.

V oblasti južne od Zbojníckej doliny boli tektonické pochody sprevádzané tvorbou niekoľko desiatok m mocných zón brekciácie karbonátov s rekryštalizovaným tmelom. V oblasti Starého cintorína je tektonický vzťah ryolitov, pieskovcov a karbonátov zvýraznený tvorbou paralelných žíl kremeňa.

Južný okraj telesa charakterizuje zlomové ukončenie pozdĺž zlomov SV – JZ smeru.

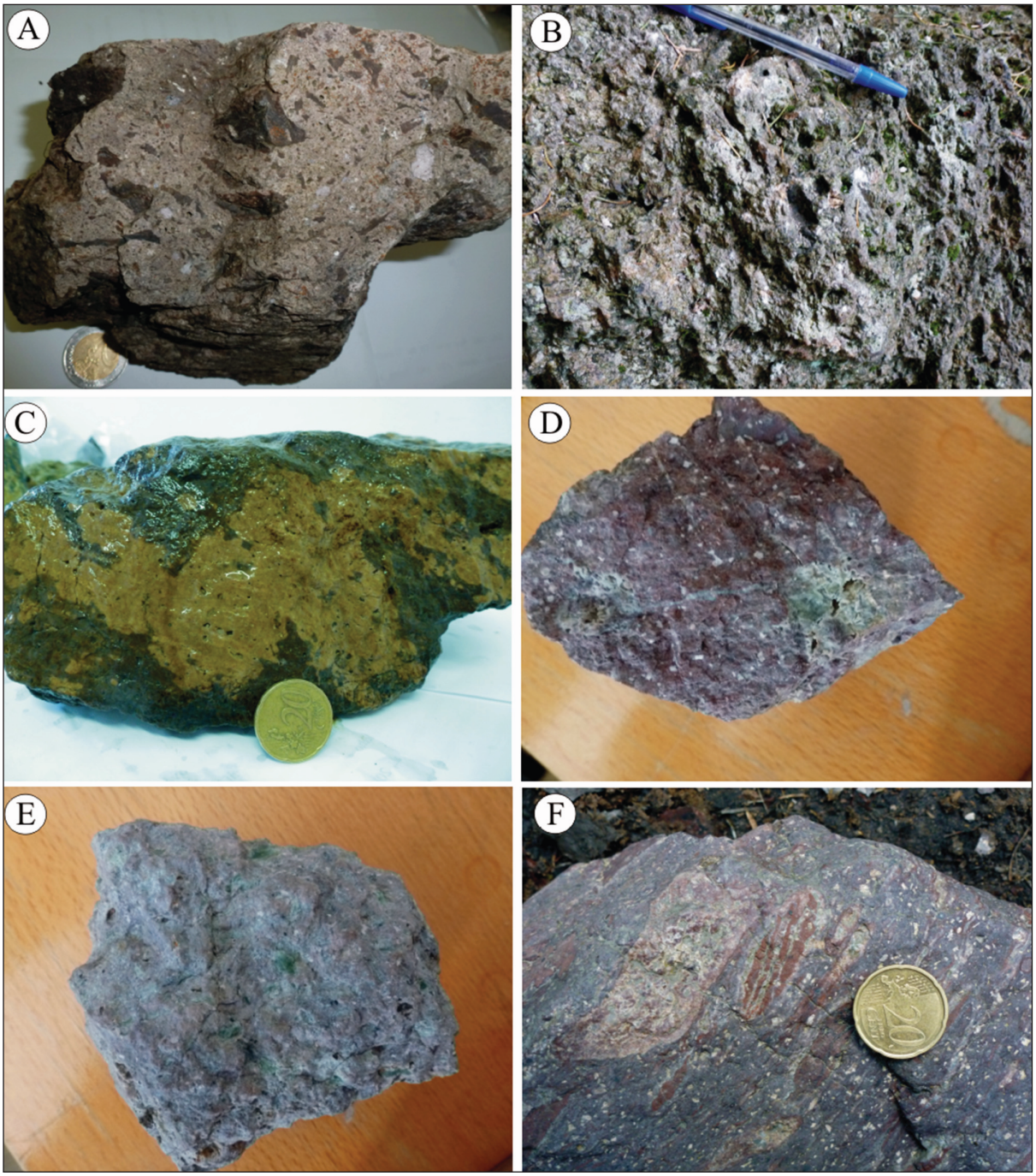
Je pravdepodobné, že teleso ryolitu je tvorené viacerými čiastkovými šupinami, ktoré však bez prítomnosti pieskovcovo-bridličnatého, resp. karbonátového súvrstvia nie je možné identifikovať. O prítomnosti vnútorných imbrikácií svedčia aj zistenia pri stavbe železničného tunela pri razení zo strany Telgártu (Oppenheimer, 1931).

Metodika

Ryolitový komplex okolia kóty Gregová pri Telgárte bol skúmaný terénnym mapovaním, v rámci ktorého boli identifikované hlavné horninové typy a ich rozmiestnenie v priestore. Identifikované horniny boli priradené do litofaciálnych skupín a následne podrobené petrografickému štúdiu. Na základe petrografie, litofaciálnej analýzy a priestorovej distribúcie litofácií bola zohľadnením fyzikálnych procesov vulkanických erupcií vypracovaná paleovulkanická rekonštrukcia vzniku ryolitového komplexu Gregová.

Petrografická a litofaciálna analýza boli doplnené geochronologickým výskumom pomocou chemického datovania monazitov (CHIME EMP) s cieľom získať informácie o aktuálnom čase vzniku ryolitového komplexu.

Na identifikáciu vhodných kryštálov monazitu bolo vybrané spektrum vzoriek, ktoré pokrýva celú petrografickú variabilitu hornín ryolitového komplexu. V súbore sú zastúpené ignimbritové pyroklastiká, porfýrické a afyrické typy ryolitovej extrúzie. Zoznam vzoriek (použitých na analýzu monazitov) s GPS súradnicami a skráteným petrografickým opisom je uvedený v appendixe.



Obr. 2. A – Ignimbrit s plameňovitou textúrou predstavuje typicky pyroklastickú fáciu, ktorá lemuje vlastné extruzívne teleso ryolitu. **B** – Silne vezikulárny ryolit. Táto fácia je typická pre povrchovú časť extrúzie a jej genéza je priamo viazaná na proces synerupčnej degazácie. **C** – Konvolútne prelínanie svetločerveného a tmavočerveného ryolitu, ktoré odráža miešanie ryolitovej magmy v rôznom štádiu odplynenia. **D – E** – Porfýrický ryolit s amygdaloidným zeleným opálom. Syn- až postvulkanická výplň vezikulárnych štruktúr v povrchových častiach extrúzie sa viaže na záverečnú hydrotermálnu aktivitu chladnúcej extrúzie. Priemer úlomku je 10 cm. **F** – Porfýrický ryolit s častými úlomkami iného ryolitu. Inkorporované fragmenty ryolitov pochádzajú z kontaktnej brekciácie počas synextruzívnej mechanickej erózie staršieho ryolitu mladšou extrúziou.

Fig. 2. A – Ignimbrite with a typical fiamme structure. These volcanic phacies are typical for pyroclastics surrounding and central rhyolitic extrusion. **B** – Strongly vesiculated rhyolite in the upper part of rhyolite extrusion. Structure responses genetically to syneruption degasation of unsoluble water as magma pressure eruptionally decreased. **C** – Convolution intersection of light red and dark red rhyolite. The process is linked between portions of the same rhyolite in different stadium of degassation. **D – E** – Porphyric rhyolites with a green amygdaloidal opal. Genetically, amygdales are products of a final hydrothermal activity closed to final cooling of erupted extrusion (rock is 10 cm in diameter). **F** – Porphyric rhyolite containing incorporated fragments of “older” rhyolite. The fragments originated from mechanical erosion between two separate extrusions.

Analýza monazitov bola realizovaná na pracovisku elektrónovej mikroanalýzy ŠGÚDŠ, keď analytické podmienky a následné softvérové spracovanie analytického signálu (korekcie na interferencie) rešpektovali podmienky uvedené v metodike Konečného et al. (2004). Chemické zloženie monazitov bolo merané elektrónovým lúčom s priemerom 2 – 3 μm pri analytických podmienkach 15 kV, 80 – 150 nA a s meracím časom 165 s pri analýze Pb, Th, U, Y a 25 s pre ďalšie prvky. Elektrónový mikroanalyzátor bol kalibrovaný pomocou nasledujúcich štandardov, pričom ako základný analytický signál boli používané spektrálne čiary uvedené v zátvorkách: PbS (Mα, LPET), UO_2 (Mβ, LPET), ThO_2 (Mα, LPET), YPO_4 (Lα, LPET), $CePO_4$ (Lα, LLIF), $LaPO_4$ (Lα, LLIF), $GdPO_4$ (Lα, LLIF), $YbPO_4$, (Lα, LLIF), $SmPO_4$ (Lβ, LLIF), $PrPO_4$ (Lβ, LLIF), $ErPO_4$ (Lβ, LLIF), $NdPO_4$ (Lβ, LLIF), $LuPO_4$ (Lβ, LLIF), $HoPO_4$ (Lβ, LLIF), $DyPO_4$ (Lβ, LLIF), $TbPO_4$ (Lα, LLIF), Al_2O_3 (Kα, TAP), wollastonit pre Si a Ca (Kα, TAP), apatit pre P (Kα, LPET).

Z analytických hodnôt bol pomocou programu DAMON (Konečný, ŠGÚDŠ) vypočítaný vek a príslušné štatistické parametre, ktorých matematická formulácia je uvedená v práci Montela et al. (1996).

Na základe získaných údajov bola vypracovaná časová a fyzikálna schéma vzniku ryolitového komplexu Gregová.

Litofaciálna analýza

Na základe petrografického štúdia boli identifikované nasledujúce litologické skupiny ryolitových hornín: pyroklastické horniny a tmavočervené masívne ryolity.

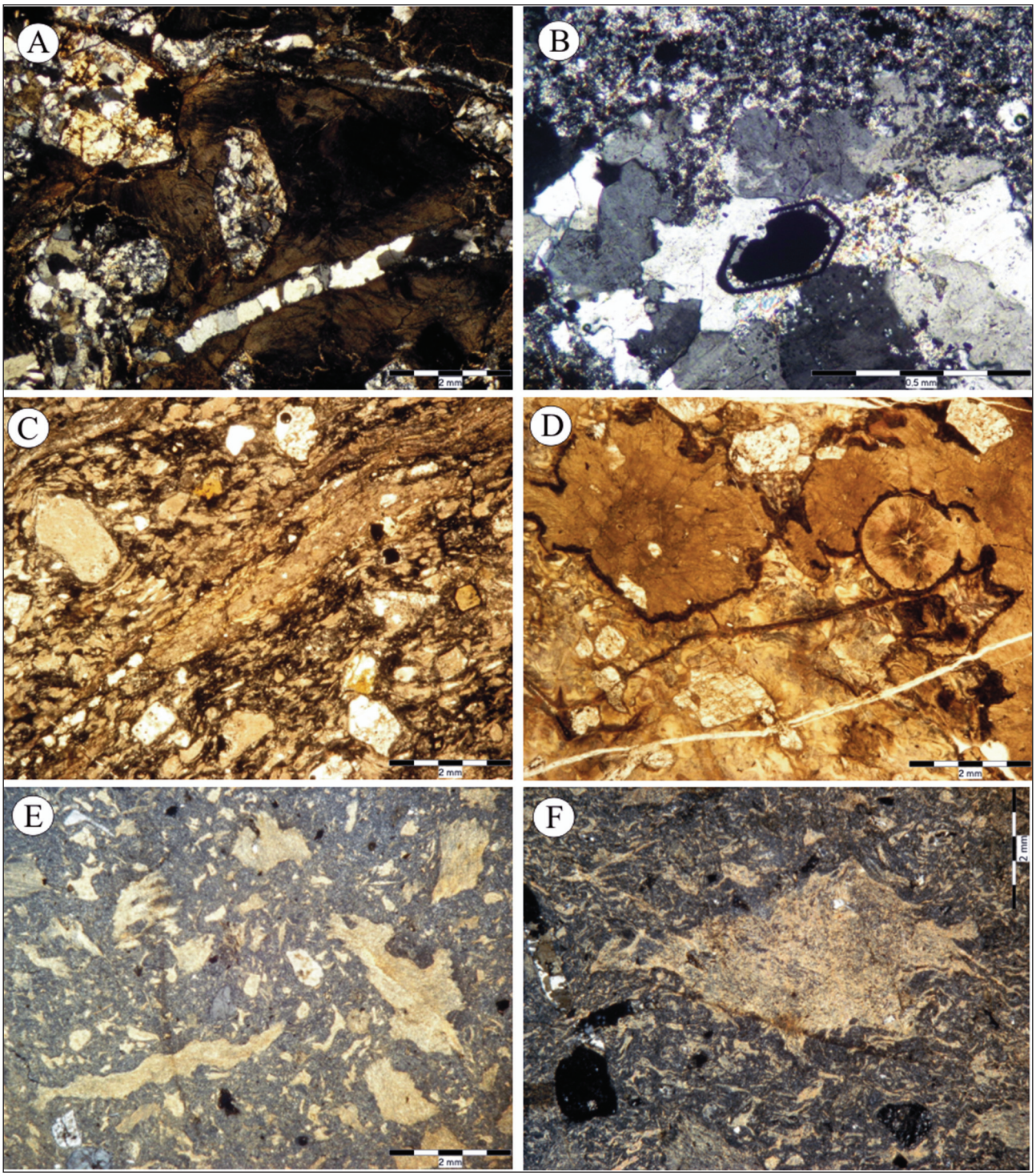
1. ***Pyroklastické horniny:*** Z tejto skupiny vulkanických hornín boli identifikované výlučne ignimbrity (obr. 2A, 3E, 3F). Ich distribúcia sa striktne viaže iba na okrajové časti ryolitovej extrúzie. Sporadický výskyt bol identifikovaný aj pri vrchole kóty Gregová (1168 m n. m.), t. j. na predpokladanom temene centrálnej ryolitovej extrúzie. Tufy, nespevnené pyroklastické horniny, neboli v areáli vulkanického komplexu identifikované. Ich neprítomnosť svedčí o synerupčných podmienkach favorizujúcich výlučne tvorbu ignimbritov (obr. 2A) alebo o absencii tufov v dôsledku naloženej tektonickej a/alebo subaerickej erózie, čo uľahčuje nízka reologická odolnosť tufov. Medzi ignimbritmi bol identifikovaný len typ s afanitickým matrixom a úlomkami pokrútených sklovitých úlomkov ryolitového skla typu „fiame". Ignimbrity s vrstevnatou stavbou zvýraznenou horizontmi spekania neboli vo vulkanickom komplexe identifikované. Pozorovaná situácia pri paleovulkanickej rekonštrukcii uprednostňuje predstavu o systematickom vertikálnom energickom padaní horúceho pyroklastického materiálu pred predstavou oscilujúcich prívalov horúcich pyroklastických prúdov.

2. ***Tmavočervené masívne ryolity*** bez prítomnosti vezikulárnych alebo amygdaloidných štruktúr: farba týchto ryolitov sa pohybuje vo variabilných odtieňoch červenej až po tmavofialovú. Sporadicky sú identifikované aj slabozelené variety, ale pri zelených varietách ide o naložený prvok Na-K metasomatózy. Majú porfýrickú alebo afyrickú štruktúru a výlučne holokryštalický Qtz-Kfs poikilitický matrix, čo sa premieta do vysokého obsahu SiO_2 a K_2O. Ryolity sú vysokodraselné, K_2O = 6 – 8,6 hmot. % (Uher et al., 2002). Tvoria centrálnu časť vulkanického komplexu, ktorý je na niekoľkých miestach tektonicky rozblokovaný. Tieto horniny sú prevládajúcou stavebnou zložkou ryolitovej extrúzie, osobitne jej vnútornej časti. Pri tomto type ryolitu možno vyčleniť niekoľko osobitných variet: a) tmavočervené masívne ryolity s obsahom úlomkov brekciovaného ryolitu a b) červeno-biele páskované ryolity.

A) Tmavočervené masívne ryolity s obsahom brekciovaných úlomkov „starších" svetlých ryolitov (obr. 2F) boli v teréne identifikované len v diskrétnych zónach (obr. 1) tvoriacich pruhy, resp. oblasti na geologickej mape. Ide o staré kontaktné zóny, pozdĺž ktorých sa nasúvala mladšia ryolitová extrúzia na staršiu, pričom ju mechanicky erodovala. Tieto zóny sa neskoršie počas tektonického transportu ryolitového telesa do súčasnej geologickej pozície stali zónami rozblokovania. Predpokladáme vznik týchto zón viazaných na interakciu dvoch tesných extrúzií ryolitu, pričom aspoň pri jednom telese nebolo dosiahnuté úplné 100-percentné štádium utuhnutia. Takýmto spôsobom vysoko viskózna mladšia extrúzia erodovala na kontakte staršiu extrúziu a inkorporovala jej úlomky do svojho objemu. Prítomnosť týchto zón je jedným z argumentov podporujúcich koncept polyštadiálnych extrúzií vulkanickej zóny.

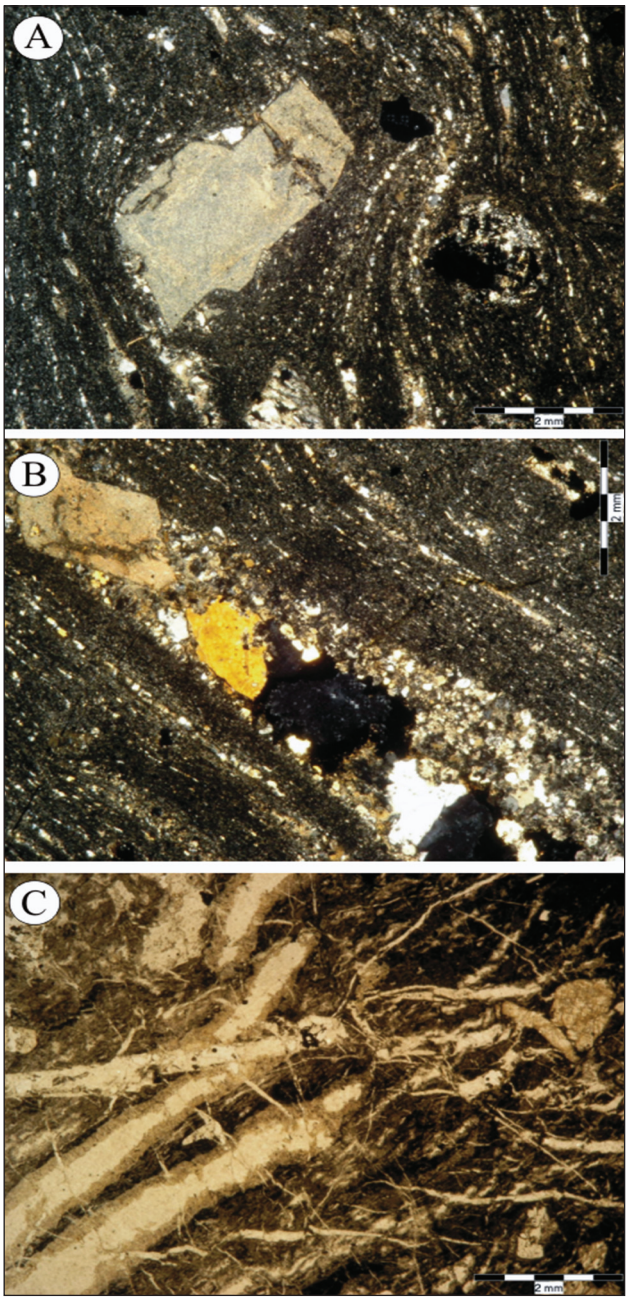
B) Červeno-biele páskované ryolity sú pozorované na niekoľkých miestach. V porovnaní s masívnym tmavočerveným ryolitom sú objemovo podradné. Majú nápadné textúry, v ktorých sa striedajú priame pásy tmavého a bieleho ryolitu, alebo tmavočerveného a rozmanito svetlejšieho ryolitu. Vznik tohto páskovania bol skúmaný na chemicky analogických ryolitoch stredoslovenských neovulkanitov, kde je ich genéza viazaná na synvulkanickú devolatilizáciu počas pohybu tekutej vysoko viskóznej extrúzie na zemský povrch (Demko et al., 2011; Demko, 2011). Časť devolatilizačných textúr nie je tvorená striedaním rôzne sfarbených ryolitov, ale konvolútnym prelínaním dvoch ryolitových magiem (obr. 2C), ktorých rôzny stupeň obsahu H_2O alebo odplynenia obmedzuje vzájomnú miešateľnosť.

C) Ryolity s vezikulárnym (obr. 2B) a amygdaloidným vývojom: Prítomnosť bublín alebo vezikúl je viazaná výlučne na pokles tlaku ryolitovej magmy počas jej transportu na zemský povrch (postupná dekompresia) alebo na náhly pokles tlaku počas penetrácie zemského povrchu ryolitovým telesom. Obidva spôsoby končia explozívnym štádiom erupcie. Vezikulárne, resp. pórovité ryolity boli pozorované len v okrajových častiach ryolitových extrúzií (pozri mapu na obr. 1). Špecifická viazanosť tejto litofácie na okrajové časti extrúzie (Eichenbelger, 1989a) ju umožňuje použiť ako marker identifikácie okrajových partií extrúzie. Vezikulárne štruktúry sú často vyplnené zelenkastou kremitou hmotou, ktorú predstavuje pravdepodobne opál. Ide o amygdaloidnú textúru (obr. 2D, 2E), ktorá vznikla vypĺňaním pórovitých častí ryolitu fluidmi bohatými na kremík tesne po erupcii extrúzie. Rešpektujúc logický termálny gradient tuhnúceho ryolitového telesa s nárastom teploty smerom dovnútra, smer prúdenia fluíd bohatých na Si možno rekonštruovať smerom



Obr. 3. A – B – Detaily alterovaných porfýrických amfibolov zmenených na typickú alteračnú asociáciu kremeň – magnetit. Skrížené nikoly. **C** – Kryštalitické ryolitové pyroklastikum, ktoré obsahuje fantómy po mafických silikátoch, pravdepodobne pyroxénoch alebo olivíne. Rovnobežné nikoly. **D** – Živec porfyrický ryolit patriaci do vnútorných fácií extrúzie. Vnútorný vývoj horniny prechádza do litofysae až sférolitickej štruktúry. Rovnobežné nikoly. **E – F** – Plameňovitá eutaxitická štruktúra ryolitových ignimbritov. Fotografované v polarizovanom svetle.

Fig. 3. A – B – Figures show detail of a porphyric amphiboles. They are transformed into quartz – magnetite association, which is typically connected to amphibole alteration. Thin sections under crossed polars. **C** – Crystalithic rhyolite pyroclastic rock contains altered phantoms after mafic silicates, probably pyroxenes or fayalite. Picture is taken under parallel polars. **D** – Feldspar phyric rhyolite belongs to the central part of extrusion. The rock evolutes into a lithophysa and spherulitic textures. **E – F** – Thinsection details of eutaxitic fiamme textures taken under crossed polars.



Obr. 4. Štruktúry záverečného štádia chladnutia a gravitačnej relaxácie extrúzie. **A** – Rotácia porfýrického živca počas laminárneho duktilného toku matrixu; vzorka LH-6/11; **B** – Otváranie priestoru do otvorenej interlaminárnej štruktúry, ktorú vypĺňa drúzovitá, miarolitická forma SiO_2; vzorka LH-28/11. **C** – Krehké deformačné štruktúry viazané na strižnú deformáciu tuhých častí roztekajúcej sa extrúzie. Strižné štruktúry vypĺňa SiO_2 (chalcedón?); vzorka LH-23/11.

Fig. 4. The textures linked to the final post eruption moving during gravitation relaxation. **A** – The feldspar rotation operated during ductile laminar flow of matrix; sample LH-6/11; **B** – The separation of open vein-like space caused due shear interaction between two ductile laminar matrix flows. Veins-like structures have SiO_2 miarolitic infilling; sample LH-28/11; **C** – The shear textures connected to brittle deformation of cooled parts of extrusion in time of gravitational slumping. The vein-like structures are filled by SiO_2, probably chalcedony; sample LH-23/11.

do externých častí ryolitu. Prítomnosť mandľovcových fácií ryolitu možno taktiež použiť ako kritérium na určenie primárnych okrajových častí extrúzie.

Petrografická charakteristika

V rámci ryolitového telesa Gregová sú identifikované porfýrické a afyrické ryolity s nasledujúcimi asociáciami porfýrických výrastlíc:

- Amf + San,
- Pl + San + Maf,
- Pl + San + Qtz + Maf,
- Pl + San,
- Pl + San + Fe-Ti Ox + Maf,
- Pl + Qtz + Fe-Ti Ox,
- San + Fe-Ti Ox.

Asociáciu akcesorických minerálov tvorí Mt + Zrn + Mnz + Brt + Xtn + Ap.

Plagioklasy a K živce sú pôvodne euhedrálneho habitu. V súčasnosti sú alterované. Plagioklasy sú transformované na šachovnicový albit. K živec primárne zastúpený sanidínom je sericitizovaný (obr. 4A). Tento alteračný rozdiel je použitý na identifikáciu pôvodného typu živcov. Kremeň, ak je prítomný, vždy nesie známky magmatickej korózie. Fe-Ti oxidy sú leukoxenizované a na ich identifikáciu je použitý rebrovitý vzhľad alteračného produktu. Amfiboly (obr. 3A, 3B) sú identifikované na základe reliktného euhedrálneho habitu a typického alteračného produktu amfibolov v ryolitových horninách, ktorým je kremeň a magnetit. Okrem amfibolov sú identifikované ďalšie chloritizované euhedrálne fantómy po mafických mineráloch (obr. 3C). Pravdepodobne išlo o fayalit alebo pyroxén.

Variabilita kvality asociácie porfýrických výrastlíc je pravdepodobne výsledkom miešania polybarických intratelurických asociácií počas erupčného výstupu magmy.

Typickou charakteristikou je absencia biotitu medzi porfýrickými výrastlicami.

Matrix ryolitových hornín má variabilný vývoj aj v rámci konkrétnej vzorky. Pozorované sú fluidálne, sférolitické, daktiloskopické, vezikulárne a ojedinele aj granofyrické štruktúry, typické prerastaním Qtz-Kfs.

Z hľadiska štruktúr sa ako osobitné javia fluidálne štruktúry matrixu a k nim paralelná sieť ruptúr, ktoré sú zvýraznené oxidačným lemom a drúzovitou výplňou kremeňa (obr. 4A, 4B). V ryolitových pyroklastikách sú zaznamenané aj klasty externého pôvodu, ku ktorým patria natavené agregáty kremeňa a úlomky sedimentov.

Geochronológia, CHIME – EMP datovanie monazitov

V rámci geochronologického štúdia ryolitového telesa Gregová bolo realizované (EMP) chemické datovanie akcesorických monazitov. Monazity tvoria drobné hypidiomorfné kryštály s veľkosťou 2 – 7 μm. Kompozične sú homogénne a neboli pozorované žiadne znaky zonálnosti.

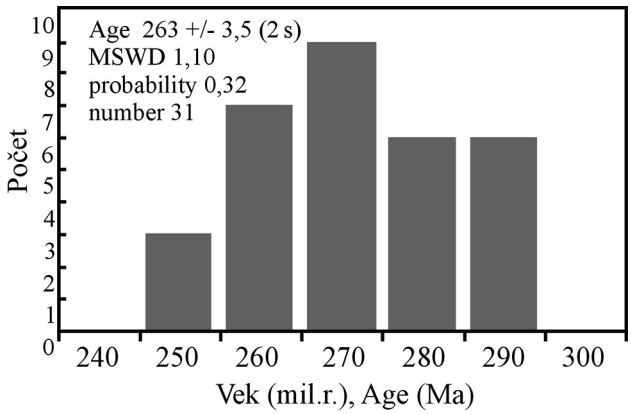
Celkovo bolo realizovaných 33 meraní na šiestich vzorkách, ktoré zahŕňajú extruzívne, ako aj pyroklastické

typy, 4 ryolity a 2 ignimbrity. Skrátený petrografický opis je uvedený v appendixe. Chemické analýzy s vypočítaným vekom a príslušnými štatistickými parametrami sú uvedené v tab. 1.

Komplexným štatistickým spracovaním všetkých 33 meraní je výsledný magmatický vek ryolitového telesa 258 ± 3,3 mil. rokov pri MSWD 3,54. Po odstránení 2 analýz zo štatistického súboru s nízkym vekom (210, 223 mil. r.), ktoré považujeme za nepresné, sa získaný magmatický vek ustáli na 263 ± 3,5 mil. r.. Grafický výstup získaných hodnôt veku prezentuje obr. 5.

Tab. 1
Štatistické spracovanie výsledkov CHIME geochronologického datovania monazitov z ryolitového komplexu Gregová pri Telgárte (základné analytické údaje a ich korekcie uvádza tab. 2)
Statistical results of CHIME geochronological dating of monazite crystals from rhyolite complex Gregová near Telgárt village (the basic analytical dataset and corrections are shown in Tab. 2)

Priemer mil. r.	Vážený priemer v mil. r.	± 2δ vážený priemer v mil. r.	Počet	MSWD
264	258	3,3	33	3,54 (1,5)
267	**263**	**3,5**	**31**	**1,1 (1,52)**



Obr. 5. Histogram vypočítaných hodnôt veku pre 31 meraných analýz monazitov zo vzoriek ryolitov a ich ignimbritov z ryolitového telesa Gregová pri Telgárte. Vstupné analytické údaje sú v tab. 2.

Fig. 5. The Histogram of 31 calculated ages obtained from measured monazites located in rhyolites and rhyolitic ignimbrites. Rocks were sampled from rhyolite body Gregová near Telgárt village. The base of analytical data is listed in Tab. 2.

Paleovulkanická rekonštrukcia

Má za cieľ rekonštruovať príčiny, priebeh a súslednosť procesov, ktoré prebiehali pri materskej vulkanickej erupcii ryolitového komplexu pred 263 mil. rokmi. Je založená na petrografickej charakteristike a priestorových vzťahoch medzi identifikovanými horninami v rámci litofaciálnej analýzy (obr. 7).

Prítomnosť ryolitových pyroklastík s eutaxitickými ignimbritovými štruktúrami dokladá funkciu raného explozívneho vulkanizmu počas sérií vulkanických erupcií. Neboli nájdené žiadne stopy po ryolitových tufoch, čo môžu skresľovať faktory erózie. Všetky pyroklastiká sú ignimbrity. Ich vznik je priamo podmienený mohutnosťou a energiou explozívnej erupcie, keď (1) masívny príval padaného pyroklastického materiálu zvyšuje mocnosť pyroklastickej vrstvy a znižuje stupeň ochladzovania, (2) padaný pyroklastický materiál je prehriaty, t. j. nebol intenzívne chladený preletom vzduchom. Obidva faktory konzervujú teplo pre „horúce“ procesy tavenia a kryštalizácie potrebné pre vznik ignimbritov (Streck a Grunder, 1995; Quane a Russell, 2005).

Samotné explozívne erupcie prebiehali plinijskou formou, keď vystupujúca ryolitová magma dosiahla pripovrchovú úroveň s výrazným dekompresným skokom. Rozpustnosť a obsah prchavých látok, ako H_2O a CO_2, sú negatívne závislé od tlaku (Burnham, 1994; Moore et al., 1995; Yamashita, 1999; Zhang, 1999; Papale et al., 2006).

Relatívne rýchly výstup magmy s obmedzeným priebehom prederupčnej degazácie pri poklese tlaku spôsobil presýtenie H_2O (saturačná úroveň) a jej prechod do plynného skupenstva so vznikom bublín. Súčasne aj pohyb magmy prešiel reologicky z nestlačiteľného toku na stlačiteľný viskózny tok s pokračujúcim odplyňovaním až po hranicu ~75 % vezikulácie. V tejto úrovni bola dosiahnutá fragmentačná úroveň a výstup magmy prešiel do štádia turbulentného toku (Masol a Jaupart, 1999; Villemant a Boudon, 1999).

Rýchly dekompresno-degazačný proces viedol k samotnej explozívnej erupcii plinijskou formou (obr. 6A).

Fácie ryolitových pyroklastík sú identifikované vždy a len v okolí hlavného ryolitového telesa, ktoré reprezentuje centrálnu ryolitovú extrúziu. Sporadický výskyt je identifikovaný aj na temene ryolitovej extrúzie (bližšie mapa, obr. 1).

Priestorová situácia evokuje prítomnosť ranej explozívnej aktivity nasledovanej mladšou extruzívnou (obr. 6B). Takýto prechod formy erupcie opisuje *„Eichelbergerova hypotéza“* (Eichelberger, 1986, 1989b).

Ryolitová extrúzia je derivátom rovnakej kogenetickej ryolitovej magmy, ktorá produkovala pyroklastiká v ranom štádiu erupcie.

Rozdielne správanie a reológia extrudovaného ryolitu spočíva v časovo dlhšom výstupe a rozsiahlejšom dostatočnom odplynení pred dosiahnutím fragmentačnej úrovne pri dekompresnom výstupe na povrch (Eichelberger, 1989b, 1995). Takto formované rigidné magmatické teleso bolo mechanicky vytlačené na povrch, pričom penetrovalo svoje rané pyroklastiká (obr. 6B). Ideálnou formou takýchto erupcií sú ryolitové dómy lemované prstencom svojich pyroklastík. Uvedenú priestorovú konšteláciu predpokladáme aj pri ryolitovom telese Gregová pri Telgárte.

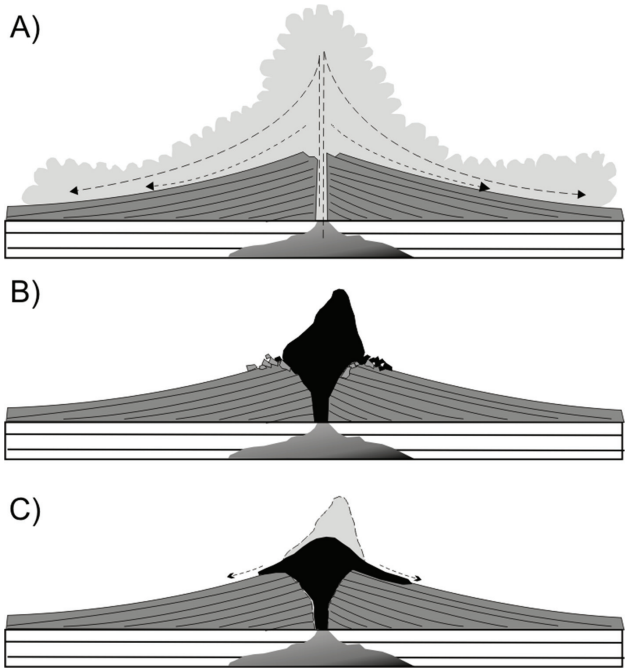
Extrúziou centrálneho telesa červeného ryolitu vývoj vulkanického komplexu nekončil.

Postupne vynárajúce sa teleso ryolitu bolo ovplyvňované ochladzovaním povrchových častí, ekvilibráciou vnútorného zostatkového tlaku telesa s vonkajším atmosférickým tlakom a odplyňovaním zostatkových fluíd proti ekvilibrovanému tlaku, ako aj druhému prevareniu. Chladnutie a nehomogénna distribúcia vnútorného tlaku

Tab. 2
Th, U, Pb, Y mikrosondové analýzy monazitov s korekciami na interferencie analytického signálu a vypočítaný magmatický vek
Th, U, Pb, Y microprobe data of measured monazite crystals, corections for analytical interferences and calculated magmatic ages

Vzorka	kryštál	Pb	Th	U	Pb	Y	U corr	Pb corr	Th 2δ	U 2δ	Pb 2δ	Montel (Ma)	Montel ±δ	Th*	Suma
RD-11/11	mnz1/1	0,0730	4,9875	0,1888	0,0042	0,8986	0,1309	0,0593	0,0336	0,0118	0,0050	246	23,1	5,41	102,0
RD-11/11	mnz1/2	0,0579	3,8915	0,1081	0,0034	0,7540	0,0630	0,0475	0,0295	0,0115	0,0050	260	30,5	4,10	101,3
RD-11/11	mnz2/1	0,0822	5,9093	0,1677	0,0048	0,5640	0,0992	0,0706	0,0369	0,0117	0,0051	254	20,4	6,23	102,2
RD-11/11	mnz2/2	0,0760	5,3370	0,1502	0,0044	0,5255	0,0883	0,0658	0,0349	0,0117	0,0050	262	22,4	5,62	101,3
RD-11/11	mnz3/1	0,0580	3,9234	0,0992	0,0034	0,6442	0,0537	0,0487	0,0296	0,0115	0,0050	266	30,6	4,10	101,7
RD-11/11	mnz3/2	0,0608	4,0574	0,0989	0,0035	0,5425	0,0518	0,0524	0,0301	0,0115	0,0050	278	29,8	4,23	102,1
RD-11/11	mnz3/3	0,0622	3,9127	0,1085	0,0036	0,7179	0,0631	0,0522	0,0296	0,0115	0,0050	284	30,7	4,12	101,9
RD-11/11	mnz3/4	0,0549	4,0432	0,0909	0,0032	0,5653	0,0440	0,0462	0,0301	0,0115	0,0050	247	29,8	4,19	101,8
RD-11/11	mnz4/1	0,0655	4,1456	0,1020	0,0038	0,6927	0,0539	0,0554	0,0305	0,0115	0,0050	287	29,3	4,32	101,8
RD-11/11	mnz4/2	0,0638	4,3433	0,1002	0,0037	0,6847	0,0498	0,0534	0,0312	0,0115	0,0049	266	27,5	4,50	102,1
RD-4/11	mnz1/1	0,0806	5,5932	0,1234	0,0047	0,5027	0,0585	0,0702	0,0358	0,0116	0,0050	272	21,9	5,78	102,1
RD-4/11	mnz1/2	0,0723	5,0504	0,1074	0,0042	0,5002	0,0488	0,0628	0,0338	0,0115	0,0050	270	24,2	5,21	101,8
RD-4/11	mnz1/3	0,0721	5,0182	0,1107	0,0042	0,5204	0,0525	0,0624	0,0337	0,0115	0,0050	270	24,3	5,19	102,0
RD-4/11	mnz2/1	0,0604	3,8770	0,0996	0,0035	0,7301	0,0546	0,0503	0,0295	0,0115	0,0050	278	31,1	4,05	101,5
RD-4/11	mnz2/2	0,0860	6,1879	0,1647	0,0050	0,6075	0,0929	0,0735	0,0379	0,0117	0,0051	254	19,6	6,49	101,6
RD-4/11	mnz3/1	0,0815	5,6615	0,1453	0,0047	0,7869	0,0796	0,0679	0,0361	0,0117	0,0051	257	21,5	5,92	103,1
RDg1/11	mnz1/1	0,0685	4,6374	0,1040	0,0040	0,4282	0,0502	0,0604	0,0323	0,0115	0,0050	282	26,3	4,80	101,2
RDg1/11	mnz1/2	0,0652	4,3621	0,0986	0,0038	0,4340	0,0480	0,0575	0,0313	0,0115	0,0050	285	28,0	4,52	101,6
RDg1/11	mnz2/1	0,0536	3,5105	0,0868	0,0031	0,4937	0,0461	0,0466	0,0280	0,0114	0,0049	285	34,0	3,66	100,6
LH-30/11	mnz1/1	0,1235	10,1979	0,4315	0,0072	0,5656	0,3132	0,1051	0,0517	0,0129	0,0052	210	11,6		103,6
LH-30/11	mnz2/1	0,0563	4,1126	0,0774	0,0033	0,4363	0,0297	0,0489	0,0303	0,0115	0,0050	260	29,7	4,21	102,2
LH-30/11	mnz2/2	0,0767	5,2316	0,1192	0,0044	0,5025	0,0585	0,0669	0,0345	0,0116	0,0050	276	23,3	5,42	101,9
LH-30/11	mnz1/1	0,1514	10,7207	0,4961	0,0088	0,5702	0,3717	0,1323	0,0535	0,0131	0,0053	249	11,4	11,92	103,7
LH-30/11	mnz2/1	0,0534	3,8513	0,0927	0,0031	0,4545	0,0480	0,0462	0,0294	0,0115	0,0050	258	31,2	4,01	101,8
LH-30/11	mnz3/1	0,0790	5,3613	0,1213	0,0046	0,4603	0,0591	0,0695	0,0350	0,0117	0,0050	280	22,8	5,55	105,9
LH-30/11	mnz4/1	0,0546	3,9662	0,1259	0,0032	0,9339	0,0799	0,0421	0,0299	0,0116	0,0050	223	29,2		102,5
LH-30/11	mnz4/2	0,0690	4,5115	0,1298	0,0040	0,8456	0,0775	0,0566	0,0319	0,0117	0,0050	266	26,4	4,76	102,2
LH-30/11	mnz5/1	0,0634	4,1620	0,1126	0,0037	0,6387	0,0643	0,0538	0,0306	0,0115	0,0050	276	28,8	4,37	101,3
LH-30/11	mnz6/1	0,2807	18,9972	1,0002	0,0163	0,3449	0,7798	0,2514	0,0803	0,0153	0,0057	262	6,9	21,52	101,8
LH-31/11	mnz1/1	0,1679	10,8490	0,7326	0,0097	0,8492	0,6068	0,1458	0,0539	0,0141	0,0054	255	10,8	12,81	102,8
LH-31/11	mnz1/1	0,0688	4,7520	0,2307	0,0040	0,4335	0,1756	0,0605	0,0327	0,0120	0,0050	255	23,6	5,32	102,3
LH-31/11	mnz2/1	0,1146	7,5714	0,3847	0,0066	0,3866	0,2969	0,1025	0,0427	0,0126	0,0051	269	15,3	8,53	101,8
LH-31/11	mnz3/1	0,0724	4,9843	0,1239	0,0042	0,6204	0,0661	0,0617	0,0335	0,0116	0,0050	266	24,2	5,20	101,7

(Eichelberger, 1989a) vytvárali v čase meniaci sa gradient saturácie fluidnou fázou a sprievodnú syn- až post-vulkanickú hydrotermálnu aktivitu. Na štádiá záverečného odplyňovania sa viažu vezikulárne fácie v povrchovej časti telesa (obr. 2B). Štádiá záverečnej hydrotermálnej aktivity dokladajú zelené zóny po Na-K metasomatóze a amygdaloidná výplň zeleným opálom alebo chalcedónom (obr. 2D, 2E).



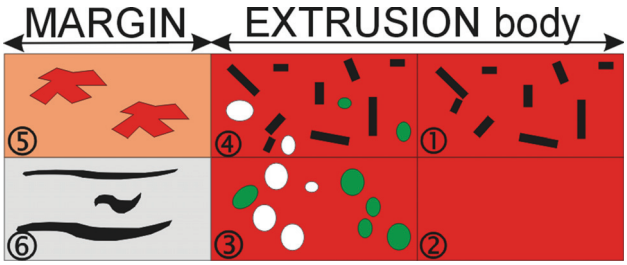
Obr. 6. Paleovulkanická rekonštrukcia permskej vulkanickej erupcie ryolitového komplexu Gregová pri Telgárte. Vulkanická aktivita mala polyštadiálny charakter, keď rané plinijské erupcie boli nasledované extrúziami viskózneho ryolitového telesa, ktoré v čase pri záverečnom chladnutí prešlo do štádia tečenia dómu „dome flow". Rekonštruovaná schéma erupcie napĺňa predstavu *Eichelbergerovej hypotézy,* keď explozívna forma erupcie je nasledovaná extruzívnou formou počas jednej kontinuálnej erupcie (Eichelberger, 1986, 1989b, 1995). Etapy vulkanickej erupcie ryolitového komplexu Gregová zahŕňajú: A – explozívnu produkciu horúceho pyroklastického oblaku, ktorý po svojom kolapse a depozícii tvoril ignimbrity (bližšie obr. 2A, 3E, 3F; mapový kód 4d); B – protrúziu ryolitového dómu, ktorá počas erupcie penetrovala staršie nadložné pyroklastiká (pozri obr. 2C, 2D, 2E); C – gravitačná relaxácia horúceho ryolitového dómu s čiastočným roztečením a prechodom do fluidálnej formy „dome flow" (pozri obr. 4A, 4B).

Fig. 6. The paleovolcanic reconstruction of the Permian rhyolitic complex Gregová near Telgárt village. The volcanic activity was temporal in character, where early plinian eruptions were followed by extrusions of a viscose rhyolitic body. These viscose bodies started to flow during next gravitation relaxation and cooling. The presented paleovolcanic history responds to *Eichelberger hypothesis* (Eichelberger, 1986, 1989b, 1995) about a pyroclastic and extrusion activity in stages of a one continual eruption. The volcanic phases could be selected to the free main temporal steps: A – explosive hot pyroclastic cloud creation followed by pyroclastic deposition after destabilisation of cloud (Figs. 2A, 3E, 3F, and map code 4d); B – protrusion of a rhyolite dome, which penetrated upper layers of ignimbrite pyroclastics (Figs. 2C, 2D, 2E and map code 4a); C – rhyolite dome flow spreading (partially) during gravitational relaxation and final stages of cooling (Figs. 4A, 4B).

Ako ukazujú štúdie o vnútornej stavbe a fyzikálnych podmienkach veľkých ryolitových telies alebo extrúzii (Manley a Fink, 1987; Eichelberger, 1989a; Manley, 1992), veľké masy ryolitu dokážu vďaka svojmu vysokému tepelnému potenciálu chladnúť desiatky (~100) rokov, pričom v štádiu neúplnej solidifikácie dokážu v čase tiecť.

Mikroskopickým štúdiom boli identifikované štruktúry (obr. 4A, 4B) po viskóznom laminárnom toku alebo strižnej deformácii ryolitu vyplnené fázami SiO_2 (obr. 4C). Ich vznik je viazaný na etapu záverečnej gravitačnej relaxácie ryolitovej extrúzie a dokumentuje čiastočné roztečenie extrúzie (obr. 6C). Samotný ryolitový komplex je tektonicky rozblokovaný. Rozblokovanie ryolitového komplexu prebiehalo sčasti podľa štruktúrnych predispozícií, ktoré boli založené počas extruzívneho štádia erupcie. Zóny rozblokovania sú často lemované výskytom synextruzívnych brekcií (obr. 2F). Ide o litofáciu viazanú na kontaktné zóny medzi postupne sa vynárajúcimi extrúziami. Extruzívne ryolity nie sú produktom jednej samostatnej extrúzie, ale niekoľkých po sebe nasledujúcich extrúzií, kde mladšia mechanicky erodovala predchádzajúcu.

Ďalšie štádiá histórie ryolitového telesa sa viažu striktne na tektonické pochody, ktoré amputovali ryolitový komplex od svojho materského permského sedimentárneho obalu a umiestnili ho do súčasného tektonického kontaktu so spodnotriasovými pieskovcami (bodvasilašské a sinské vrstvy) a strednotriasovými karbonátmi silicika. Z podložia dolín medzi telesami ryolitu vystupujú tektonizované triasové vápence, rauwacky, pieskovce a ich mylonity. Vplyv tektoniky na fragmentáciu ryolitového komplexu a tektonický kontakt oproti okolitým sedimentom ukazujú tiež rozsiahle vrtné práce (Rozložník et al., 1974).



Obr. 7. Distribúcia hlavných litofaciálnych typov ryolitového komplexu Gregová pri Telgárte. 1 – porfýrický; 2 – afyrický alebo sférolitický; 3 – porfýrický vezikulárny (prázdne bubliny) alebo porfýrický mandľovcový (zelený opál); 4 – afyrický vezikulárny alebo mandľovcový; 5 – brekciovaný ryolit; 6 – ignimbritové pyroklastiká. Vulkanické fácie sú usporiadané od centra extrúzie 1 smerom k okraju 4 a 5, pričom fácie 1 – 2, 3 – 4, 5 – 6 sa priestorovo prelínajú. Hrúbka litofácií 1 a 2 je v x 100 m, 3 – 4 v x 10 m. Ignimbrity sú pre tektonickú redukciu a eróziu zachované len v reliktoch. Ich mocnosť dosahuje metrovú hrúbku.

Fig. 7. The distribution of main lithofacies of rhyolite complex Gregová near Telgárt village. 1 – porphyric; 2 – aphyric or spherolitic; 3 – porphyric vesicular (empty bubbles) or porphyric amygdaloidal (green opaline); 4 – aphyric vesicular or amygdaloidal; 5 – brecciated rhyolite; 6 – ignimbrite pyroclastics. Volcanic facies are distributed from central part of rhyolite extrusion 1 toward 4 and 5 with spatial intersection between 1–2, 3–4, 5–6. The facies 1–2 are x 100 m thick, thickness of 3 and 4 are in x 10 m. The thickness of ignimbrites is only in meters because of intensive erosion and tectonic reduction.

Diskusia

Názory na vekové zaradenie ryolitového telesa, ktoré buduje širšie okolie kóty Gregová (1168 m) SV od Telgártu až po oblasť Zadnej doliny, sa u rôznych autorov odlišujú. V zásade sa uvažovalo o vekovom rozsahu perm až spodný trias. Vozár (1968) ich považuje za permsko-spodnotriasové, ale uvádza, že môže ísť aj o prejavy neskoršej fázy permského vulkanizmu. K permskému veku sa priklonili aj Plašienka (1981) či Maheľ (1986). Ryolitové teleso Gregová pri Telgárte je ďalšími autormi zaradené do skupiny spodnotriasových ryolitových telies (Havrila in Mello et al., 2000; Hók et al., 2004; Uher et al., 2002). Vek týchto ryolitov nebol priamo geochronologicky datovaný, ale bol odvodený na základe stratigrafického kontaktu s triasovými sedimentmi (Slavkay, 1981; Biely, 1956; Mello et al., 2000).

Aj na základe rovnakého vystupovania skupiny ryolitových telies predpokladaného triasového veku – Gregová, Poniky a Stožka – v spodnom triase bolo od silicika odčlenené „vernárikum“ (Havrila in Mello et al., 2000; Hók et al., 2004). Ryolitové telesá Stožka a Poniky neboli dosiaľ spoľahlivo geochronologicky datované. Permský vek ryolitového komplexu Gregová pri Telgárte doložený v predloženej práci narúša koncepciu jednotného ryolitového vulkanizmu v spodnom triase, obzvlášť ak vzťah ryolitu Gregová oproti spodno- strednotriasovým sedimentom je tektonický, ako to dokumentujú naše terénne práce, ako aj staršie vrtné práce a terénne práce v oblasti spojené s prieskumom zásob sadrovca a anhydritu (Rozložník et al., 1974). Týmto sa narúša logické opodstatnenie vyčlenenia samotného vernárika ako geologickej jednotky na základe aktivity ryolitového vulkanizmu v spodnom triase.

Pri úvahách o potenciálnej petrogenetickej (nie tektonickej) príslušnosti ryolitového komplexu Gregová, ktorý je v podobe tektonickej trosky začlenený do súboru triasových sedimentov, možno použiť známe analogické geochronologické údaje kyslých magmatických plutonických a efuzívnych hornín.

Podobný vek kyslého magmatizmu v oblasti severného veporika na južných svahoch Nízkych Tatier zistili Bezák et al. (2008) 240 ± 22 mil. r., 260 ± 12 mil. r., 265 ± 9 mil. r..

Podobný vek získali z granitov gemerika Kohút a Stein (2005), ktorí datovali Re-Os metódou molybdenity Sn-W-Mo hydrotermálneho zrudnenia 263 ± 0,8 mil. r. gemerického hnileckého granitu. Granit typu Hrončok vo veporiku bol datovaný CHIME datovaním monazitov (Finger et al., 2003) na 263 ± 19 mil. r. a datovanie zirkónu (Kotov et al., 1996) poskytlo vek 278 ± 11 mil. r.. CHIME datovanie monazitov granitu klenoveckého typu z kohútskej zóny veporika poskytol vek 266 ±16 mil. r. (Finger et al., 2003). Priamy petrogenetický vzťah medzi granitovými horninami a ryolitovým komplexom Gregová je však nepravdepodobný.

Identický alebo blízky vek vulkanickej aktivity ukazujú U-Pb (SHRIMP) zirkóny z metaryodacitov jasovského súvrstvia príkrovu Bôrky, ktoré poskytli konkordantný vek 266 ± 2 mil. r. (Vozárová et al., 2012). O niečo starší vek poskytlo (U-Pb) SHRIMP datovanie – 272,9 ± 5,9 mil. rokov a 279 ± 4 mil. rokov (Vozárová et al., 2010) z kyslých vulkanitov brusnianskeho súvrstvia.

U-Pb vek zirkónov ryolitových hornín z rožňavského súvrstvia južného gemerika poskytol vekový interval 266 až 287 mil. r. (Vozárová et al., 2009).

Pri úvahách o hľadaní primárneho časovo-priestorového umiestnenia ryolitového vulkanizmu komplexu Gregová do konkrétnej tektonickej jednotky je dôležitá veková analýza úlomkov klastického ryolitového materiálu z permských sedimentov hronika malužinského súvrstvia v Nízkych Tatrách (Olšavský a Demko, 2007). CHIME datovanie monazitov tu poskytlo vek vulkanickej aktivity 257 ± 9 mil. r. (resp. interval 270 – 290 mil. r.), ktorý je veľmi blízky alebo totožný veku ryolitového komplexu Gregová (263 ± 3,5 mil. r.).

Samotný záznam ryolitového vulkanizmu *in situ* v perme hronika v oblasti Nízkych Tatier absentuje, a preto bol vyslovený predpoklad o existencii aktívnej ryolitovej vulkanickej provincie, ktorá priestorovo nadväzovala na pôvodnú sedimentačnú panvu hronika (Demko in Olšavský a Demko, 2007). V kontexte predložených geochronologických údajov sa ukazuje ako pravdepodobné, že ryolitový komplex Gregová môže mať hronickú príslušnosť.

Ako vyplýva z predloženého prehľadu o potenciálnych časových a petrogenetických analógoch ryolitového komplexu Gregová, aktivitu možno časovo spájať s permským ryolitovým vulkanizmom, ktorého stopy sa v súčasnosti nachádzajú v gemeriku (ryolity rožňavského alebo petrovohorského súvrstvia), príkrovu Bôrky, veporika alebo hronika.

Otázka je komplikovanejšia pri predstave jednej masívnej ryolitovej provincie aktívnej počas permu, ktorej komplexy sú v súčasnosti začlenené do rôznych tektonických jednotiek alebo viacerých samostatných nezávislých vulkanicko-magmatických provincií aktívnych v rovnakom čase.

Bez podrobnejších systematických geochronologických údajov nie je možné nájsť riešenie.

Záver

Výsledky realizovaných terénnych a laboratórnych výskumov prezentovaných v tejto práci možno zhrnúť do nasledujúcich bodov:

– Ryolitový komplex Gregová pri Telgárte, ktorý bol v nedávnych interpretáciách považovaný za súčasť spodnotriasových ryolitových telies vernárskeho príkrovu – vernárika (Havrila in Mello et al., 2000; Hók et al., 2004; Uher et al., 2002), je permského veku (263 ± 3,5 mil. r.), čo je v súlade s niektorými staršími predstavami.

– Ryolitový komplex tvorí pyroklastický obal z ryolitových ignimbritov a sústava centrálnych ryolitových extrúzií.

– Ignimbrity a ryolitové extrúzie sú produktom plinijskej explozívnej formy erupcie, ktorá bola nasledovaná polyštadiálnou extruzívnou aktivitou spätou so syn- až postvulkanickou hydrotermálnou aktivitou.

– Záverečné fázy tuhnutia ryolitových extrúzií sú späté s gravitačnou relaxáciou s prejavom čiastočného tečenia.

– Kontakt ryolitového telesa v porovnaní s jeho triasovým okolím je tektonický.

Poďakovanie. Práca bola realizovaná z prostriedkov Ministerstva životného prostredia SR, geologickej úlohy „Aktualizácia geologickej stavby problémových území SR v mierke 1 : 50 000". Poďakovanie patrí RNDr. Jozefovi Vozárovi, DrSc., a prof. RNDr. Pavlovi Uherovi, PhD., za recenziu pôvodného manuskriptu, cenné pripomienky a inšpirácie, ako aj RNDr. Ladislavovi Novotnému, za podnetnú diskusiu.

References

Bezák, V., Broska, I., Konečný, P., Petrík I. & Košler, J., 2008: Permský magmatický komplex v severnom veporiku: interpretácia z nových datovaní kyslých magmatitov. *Miner. Slov., 40, 127 – 134.*

Biely, A., 1956: Správa o základnom geologickom výskume severovýchodných svahov Kráľovej Holi. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

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. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Burnham, C. W., 1994: Development of the Burnham model for prediction of H_2O solubility in magmas. *Rev. Mineral. Geochem., 30, 123 – 129.*

Bystrický, J., 1959: Príspevok k stratigrafii muránskeho mezozoika (Muránska plošina). *Geol. Práce, Zoš., 56, 5 – 53.*

Zeiszner, L., 1844: Carte geológiqe de la chaine du Tatra et des soulévemens parallelles. *In: Čejchanová, A., Čoupek, P., Fiferna, P., Beneš, J., Kašiarová, E., Káčer, Š. & Tomas, R., 2004: Geologické mapy Európy (1780 – 1918) se zaměřením na území České republiky a Slovenské republiky. DVD ROM. Česká geologická služba – Štátny geologický ústav D. Štúra. Vyd. Simon Schropp & Co, Berlin.*

Demko, R., Lexa, J., Koděra, P., Biroň, A., Smolka, J., Šesták, P., Konečný, P., Tuček, Ľ., Ferenc, Š., Bačo, P., Repčiak, M., Kollárová, V., Pipík Kyška, R., Mikušová, J., Kotulová, J., Bystrická, G. & Vlachovič, J., 2010: Mapy paleovulkanickej rekonštrukcie ryolitových vulkanitov Slovenska a analýza magmatických a hydrotermálnych procesov. Záverečná správa. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 728 s.*

Demko, R., 2011: Vnútorný látkový rozklad acidnej peralumíniovej magmy počas pred – až synerupčnej degazácie. *Konf., Symp., Sem. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 29 – 33.*

Eichelberger, J. C., 1986: Non-explosive silicic volcanism. *Nature, 323, 598 – 602.*

Eichelberger, J. C., 1989a: Research drilling in young silicic volcanoes. *Sci. Drilling, 1, 90 – 102.*

Eichelberger, J. C., 1989b: Are extrusive rhyolites produced from permeable foam eruptions? A reply. *Bull. Volcanol., 51, 72 – 75.*

Eichelberger, J. C., 1995: Silicic volcanism: Ascent of viscous magmas from crustal reservoirs. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 23, 41 – 63.*

Finger, F., Broska, I., Haundschmid, I., Hraško, Ľ., Kohút, M., Krenn, E., Petrík, I., Riegler, G. & Uher, P., 2003: Electron--microprobe dating of monazites from Western Carpathian basement granitoids: plutonic evidence for an important Permian rifting event subsequent to Variscan crustal anatexis. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.), 92, 86 – 98.*

Hók, J., Havrila, M., Rakús, M., Vojtko, R. & Kráľ, J., 2004: Nappe contact as a tool of Paleotectonic reconstruction (Inner Western Carpathians a case of Study). *Geolines, 17, 39 – 40.*

Kamenický, J., 1951: O hadci při Dankovej. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 2, 3 – 30.*

Kettner, R., 1937: Geologické poměry okolí Vernáru na Slovensku. *Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II, 47, 8, 1 – 11.*

Klinec, A., 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier. *GÚDŠ, Bratislava.*

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

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

Kotov, A. B., Miko, O., Putiš, M., Korikovski, S. P., Salnikova, E. B., Kovach, V. P., Yakovleva, S. Z., Bereznaya, N. G., Kráľ, J. & Krist, E., 1996: U/Pb dating of zircons of postorogenic acid metavolcanics: A record of Permian-Triassic taphrogeny of the West Carpathian basement. *Geol. Carpath., 47, 73 – 79.*

Kovaříк, J., 1955: Geológia západných okrajov Muránskej plošiny. Diplomová práca. *Manuskript. Archív Geologicko-geografická fakulta KU, Praha, 72 s.*

Kozono, T. & Koyaguchi, T., 2009a: Effects of relative motion between gas and liquid on 1-dimensional steady flow in silicic volcanic conduits: 1. An analytical method. *J. Volcanol. Geotherm. Res., 180, 21 – 36.*

Kozono, T. & Koyaguchi, T., 2009b: Effects of relative motion between gas and liquid on 1-dimensional steady flow in silicic volcanic conduits: 2. Origin of diversity of eruption styles. *J. Volcanol. Geotherm. Res., 180, 37 – 49.*

Madarás, J. & Ivanička, J., 2001: Tektonická pozícia mlado--paleozoicko-mezozoických komplexov hornín na východných svahoch Kráľovej hole v Nízkych Tatrách. *Miner. Slov., 33, 1, 15 – 28.*

Maheľ, M., 1957a: Postavenie Stratenskej hornatiny v severo-gemeridnej synklinále. *Geol. Práce, Zoš., 46, 155 – 187, 208 – 213.*

Maheľ, M., 1957b: Geológia Stratenskej hornatiny. *Geol. Práce, Zoš., 48a, 1 – 201.*

Maheľ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleoalpínske jednotky 1. *Veda, Bratislava, 503 s.*

Manley, C. R. & Fink, J. H., 1987: Internal textures of rhyolite flows as revealed by research drilling. *Geology, 15, 549 – 552.*

Manley, C. R., 1992: Extended cooling and viscous flow of large, hot rhyolite lavas: implications of numerical modelling results. *J. Volcanol., Geotherm. Res., 53, 27 – 46.*

Massol, H. & Jaupart, C., 1999: The generation of gas overpressure in volcanic eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett., 166, 57 – 70.*

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. *GSSR, Vyd. D. Štúra, Bratislava, 256 s.*

Mello, J., Filo, I., Havrila, M., Ivanička, J., Madarás, J., Maheľ, M., Németh, Z., Polák, M., Pristaš, J., Vozár, J., Koša, E. & Jacko, S., 2000a: Geologická mapa Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny. Regionálne geologické mapy Slovenska 1 : 50 000. *Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Mello, J., Filo, I., Havrila, M., Ivanička, J., Madarás, J., Maheľ, M., Németh, Z., Polák, M., Pristaš, J., Vozár, J., Koša, E. & Jacko, S., 2000b: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny 1 : 50 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ, Vyd. D. Štúra, 303 s.*

Moore, G., Vennemann, T. & Carmichael, I. S. E., 1995: Solubility of water in magmas to 2 kbar. *Geology, 23, 1 099 – 1 102.*

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

Olšavský, M. & Demko, R., 2007: Mladšie paleozoikum Hronika na SV svahoch Nízkych Tatier. Čiastková záverečná správa geologickej úlohy Aktualizácia geologickej stavby problémových území Slovenskej republiky v mierke 1: 50 000. *Manuskript. Archív ŠGÚDŠ, Bratislava, 95 s.*

Ondrejka, M., 2004: Ryolity A-typu silicika v prostredí permsko--triasového kontinentálneho riftingu Západných Karpát: geochémia, mineralógia, petrológia. *Manuskript. Archív Katedry mineralógie a petrológie PriF UK, Bratislava, 127 s.*

Oppenheimer, P., 1931: Die geologische vehältnise an der Bahn

Červená Skala – Margecany. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., Praha, 7, 417 – 722.*

Quane, S. L. & Russell, J. K., 2005: Ranking welding intensity in pyroclastic deposits. *Bull. Volcanol., 67, 129 – 143.*

Plašienka, D., 1981: Tektonické postavenie niektorých metamorfovaných mezozoických sérií veporika. Kandidátska dizertačná práca. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 153 s.*

Papale, P., Moretti, R. & Barbato, D., 2006: The compositional dependence of the saturation of H_2O + CO_2 fluids in silicate melts. *Chem. Geol., 229, 78 – 95.*

Rozložník, O., Tomko, I. & Antaš, J., 1974: SGR – sadrovec – VP so stavom k 1. 1. 1974. Záverečná správa a výpočet zásob pre lokality: Pusté Pole, Bohúňovo. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Slavkay, M., 1965: Mesozoic volcanogenic rocks in the vicinity of Poniky. *Čas. Mineral. Geol., 10, 249 – 259.*

Slavkay, M., 1981: Paleovulkanity a zrudnenie v spodnom triase príkrovu Drienka. *In: Bajaník, Š. & Hovorka, D. (eds.): Paleovulkanizmus Západných Karpát. GÚDŠ, Bratislava, 137 – 144.*

Streck, M. J. & Grunder, A. L., 1995: Crystallization and welding variations in a widespread ignimbrite sheet: The Rattlesnake Tuff, Eastern Oregon. *Bull. Volcanol., 57, 151 – 169.*

Uher, P., Ondrejka, M., Spišiak, J., Broska, I. & Putiš, M., 2002: Lower Triassic potassium-rich rhyolites of the Silicic unit, Western Carpathians, Slovakia: geochemistry, mineralogy and genetic aspects. *Geol. Carpath., 53, 27 – 36.*

Villemant, B. & Boudon, G., 1999: H_2O and halogen (F, Cl, Br) behaviour during shallow magma degassing processes. *Earth Planet. Sci. Lett., 168, 271 – 286.*

Vozár, J., 1968: Der Perm-Mezozoische vulkanizmus in den Westkarpaten und Ostalpen. *Geol. Práce, Zpr., 44 – 45, 149 – 162.*

Vozárová, A., Konečný, P., Vozár, J. & Šmelko, M., 2008: Upper Jurassic-Lower Cretaceous tectonothermal event in the Southern Gemeric Permian rocks deduced from electron microprobe dating of monazite. *Geol. Carpath., 59, 89 – 102.*

Vozárová, A., Šmelko, M. & Paderin, I., 2009: Permian single crystal U-Pb zircon age of the Rožňava Formation volcanites (Southern Gemeric Unit, Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath., 60, 439 – 448.*

Vozárová, A., Lepekhina, E., Vozár, J. & Rodionov, N., 2010: In: Kohút, M. (ed.): In situ U/Pb (SHRIMP) zircon age dating from the Permian volcanites of the Norther Veporicum. *Konf., Symp., Sem. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 49 s.*

Vozárová, A., Šmelko, M., Paderin, I. & Larionov, A., 2012: Permian volcanics in the Northern Gemericum and Bôrka Nappe system: U-Pb zircon dating and the implications for geodynamic evolution (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath., 63, 3, 191 – 200.*

Yamashita, S., 1999: Experimental study of the effect of temperature on water solubility in natural rhyolite melt to 100 MPa. *J. Petrology, 40, 1 497 – 1 507.*

Zelman, J., Lehotský, I., Klinec, A., Petro, M., Hanzel, V., Marschalko, R. & Ďurovič, V., 1969: Záverečná správa za list Pohorelá 1 : 50 000. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Zhang, Y., 1999: H_2O in rhyolitic glasses and melts: measurement, speciation, solubility, and diffusion. *Rev. Geophys., 37, 493 – 516.*

Zorkovský, B., 1959: Zpráva o petrograficko-chemickom štúdiu melafýrov, vystupujúcich vo verféne severne od Švermova. *Geol. Práce, Zpr., 16, 193 – 198.*

Rukopis doručený 9. 12. 2013
Revidovaná verzia doručená 5. 2. 2014
Rukopis akceptovaný red. radou 11. 2. 2014

Appendix

Skrátený petrografický opis a lokalizácia analyzovaných vzoriek

(v súradnicovom systéme JTSK)

RD-15b/11 (obr. 3A) slaboporfýrický ryolit s poikilitickým matrixom. Ryolit bol pôvodne vezikulárny. Asociácia porfýrických výrastlíc: Amf + San (sericitizovaný); žiaden Qtz + Bt (–339066.18; –1219142.06).

LH-28/11 (obr. 3D a 4B) Porfýrický ryolit s fluidálnym matrixom. Asociácia porfýrických výrastlíc: Pl + San + Maf = Fa/Hyp, žiaden Bt alebo Amf (–338163.19; –1219106.03).

LH-30/11 (obr. 3C) Ignimbrit s kombinovanou „fiamme" plameňovitou a fluidálnou štruktúrou. Asociácia porfýrických výrastlíc: Pl + San + Qtz (korodovaný) + Maf + úlomky granofýru a vezikulárneho ryolitu (–338483.26; –1219686.83).

LH-6/11 (obr. 4A) Porfýrický ryolit s fluidálnou štruktúrou a jemnozrnným „panallotriomorfným" Qtz-Kfs matrixom. Asociácia porfýrických výrastlíc: Pl + San + Qtz (korodovaný) ± Maf + vezikulárne útvary povrazovitého tvaru (inkorporované zložky) (–339793.24; –1219562.83).

LH-23/11 (obr. 4C) Porfýrický ryolit s fluidálnou textúrou. Asociácia porfýrických výrastlíc: Pl + San + výrazná alterácia. Prítomné drobné žilky haplogranitového zloženia s granofyrickým prerastaním kremeňa a živca (–338596.67; –117507.77 2).

LH-31/11 (obr. 2F) Porfýrický ryolit až ryolitová brekcia, resp. staršie fragmenty ryolitu umiestnené v porfýrickom ryolite. Asociácia porfýrických výrastlíc: Pl + San + Qtz + Maf (–338555.33; –1219800.23).

RD-g1/11 Ryolitový ignimbrit s eutaxitickou plameňovitou štruktúrou. Asociácia porfýrických výrastlíc (sporadické): Pl + San s inklúziami Fe-Ti Ox + Maf (opacitizovaný) (–340180.09; –1219942.25).

RD-945 (obr. 2D) Červený afyrický ryolit so sférolitickým matrixom a zeleným opálom (hrebeň JJZ od kóty Gregová, 1100 m n. m.).

RD-11/11 Alterovaný porfýrický ryolit s fluidálnym a sférolitickým matrixom. Môže ísť o kryštaloklastické pyroklastikum. Asociácia porfýrických výrastlíc: živce + Fe-Ti Ox (–338953.84; –1218175.48).

RD-g1b/11 (obr. 2E) Porfýrický ryolit s fluidálnym, sférolitickým až daktiloskopickým matrixom a zeleným opálom. Asociácia porfýrických výrastlíc: Pl + San + Op + Maf (–340180.09; –1219942.25).

RD-4/11 (obr. 2A a 3E) Ryolitový ignimbrit s plameňovitou štruktúrou. Asociácia porfýrických výrastlíc: identifikovaný len leukoxenizovaný Fe-Ti Ox + Pl + Qtz (korodovaný). Sú sporadické, hornina je skôr afyrická (–340061.38; –1219517.25).

RD-15/11 (obr. 3B) Afyrický ryolit s fluidálnym až daktiloskopickým matrixom. Asociácia porfýrických výrastlíc: sporadické San + Fe Ti Ox (1120 m n. m., kóta Gregová).

Použité skratky minerálov: Amf – amfibol, Ap – apatit, Brt – barit, Fa – fayalit, Fe-Ti oxid – ilmenit (Ilm) alebo magnetit (Mt), Hyp – hyperstén, Qtz – kremeň, Maf – mafický silikát, Mnz – monazit, Opx – ortopyroxén, Pl – plagioklas, San – sanidín, Xtn – xenotým, Zrn – zirkón.

Abbreviations of minerals: Amf – amphibole, Ap – apatite, Brt – barite, Fa – fayalite, Fe-Ti oxide – ilmenite (Ilm) or magnetite (Mt), Hyp – hypersthene, Qtz – quartz, Maf – mafic silicate mineral, Mnz – monazite, Opx – orthopyroxene, Pl – plagioclase, San – sanidine, Xtn – xenotyme, Zrn – zircone.

Rhyolite body Gregová near the Telgárt village (Western Carpathians)

The rhyolite body near Telgárt village belongs into the group of the Lower Triassic rhyolite bodies, surrounded by the lower Triassic sandstones, siltstones and mudstones, designated as Bodvaszilas layers. Using tectonic and stratigraphic relationship, volcanosedimentary rock complex is a part of the Vernaric tectonic unit, which is defined by presence of the acid volcanism in a parental sedimentary area (Havrila in Mello et al., 1997; Havrila in Mello et al., 2000; Hók et al., 2003; Uher et al., 2002). It is important to point out, that real geochronology of acid volcanic bodies is still missing and opinions of stratigraphic ages are controversial during decades of geological studies.

The present study provides new field, petrographical, volcanological, and geochronological data, bringing new ideas into tectonostratigraphic polemic related Silicic, Vernaric and Hronic units.

The Gregová rhyolite body is composed of rhyolite ignimbrites cover with eutaxitic flame textures and a set of central rhyolites extrusions. The parental acid volcanism operated as a Plinian pyroclastic eruptions, followed by polystadial extrusions of rhyolite domes, penetrating previous ignimbrite deposits. The petrographic study shows combined phenocryst assemblages of Pl + San + Amf + Fe-Ti Ox + Maf (Opx/Fa) + Qtz without biotite, as well as zircon, monazite and xenotine in an accessory volume.

Rhyolites respond by textures and structures to porphyric and aphyric types with or without amygdaloid or vesicular development. Rhyolite matrix is sferolitic, axiolitic or granophyric. There are some parallel ruptures, ductile in origin, with hydrothermal infilling, which documented a final post eruption gravitational relaxation of rhyolite extrusions.

The geochronological study was based on the EMP CHIME dating of accessory monazites in laboratory of ŠGÚDŠ Bratislava. We obtained the Middle/Upper Permian age 263 $\pm$ 3.5 Ma of a parental rhyolite volcanism. It differs from expected predicted Triassic age. A new geochronological result supports tectonic contact between Permian Gregová rhyolite body and surrounding Triassic sediments of Bodvaszilas Beds. Such data violate predicted Lower Triassic same age conception of Gregová, Poniky, Stožka rhyolite bodies group, or it suggests a loss of potential petrogenetic relationships between them.

The separation of an individual Vernaric unit from the main Silicic superunit, based on the presence of Triassic rhyolite volcanism in Protosilicic sedimentary province, is more untenable. The present-day tectonic relationships of different rock types such as rhyolites and sandstones or carbonates are a result of extension tectonics, which operated in the eastern part of the Kráľová hoľa massif.

Mineralia Slovaca, 45 (2013), 175 – 184
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Nové výsledky biostratigrafického výskumu lupkovského súvrstvia v antiklinoriálnom pásme Malého Bukovca (duklianska jednotka)

KATARÍNA ŽECOVÁ[1] a DANIELA BOOROVÁ[2]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice
[2]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

New results of biostratigraphic investigation of the Lupkov Formation in the anticlinorial zone of Malý Bukovec (Dukla Unit, Western Carpathians)

The Lupkov Formation is the oldest lithostratigraphic unit of the Dukla Unit. Its wide stratigraphic span (?Albian–?Paleocene) and ambiguous definition led to need for a detailed study of this formation in the anticlinorial zone of Malý Bukovec. Based on new results of geological investigation, sedimentological, but mainly biostratigraphic study, there was proved the Upper Campanian to Maastrichtian age of sedimentation of the Lupkov Formation in the anticlinorial zone of Malý Bukovec. Obtained knowledge allowed to distinguish the Topoľa Beds in investigated territory of Upper Maastrichtian age of deposition. Our study encompassed also lower part of overlying Cisna Formation, which deposition took place in Upper Maastrichtian, probable with extension up to ?Paleocene. Biostratigraphic investigation took into account two groups of microorganisms – calcareous nannoplankton and microfossils.

Key words: Dukla Unit, Lupkov Formation, Topoľa Beds, anticlinorial zone of Malý Bukovec, Upper Cretaceous, calcareous nannoplankton, planktonic foraminifers

Úvod

Problematika riešenia stratigrafického rozsahu lupkovského súvrstvia v antiklinoriálnom pásme Malého Bukovca sa spracovávala v rámci projektu *Aktualizácia geologickej stavby problémových území Slovenskej republiky v mierke 1 : 50 000*, téma: *Lupkovské súvrstvie (krieda – paleogén) dukliansPkej jednotky – spresnenie litostratigrafie, biostratigrafie a kartografického členenia* (Žecová et al., 2011).

Študované územie patrí do katastrálneho územia obce Topoľa, okres Snina. V súvislosti s geomorfologickým členením Slovenskej republiky (Mazúr a Lukniš, 1980) je súčasťou provincie Východné Karpaty, subprovincie vonkajšie Východné Karpaty, oblasti Poloniny a celku Bukovské vrchy.

Skúmané územie sa nachádza v duklianskej jednotke flyšového pásma, ktorá ako samostatná štruktúrna zóna flyšového pásma Západných Karpát je charakterizovaná ako zväzok vrás a antiklinálnych šupín prebiehajúcich v smere SZ – JV (Koráb a Ďurkovič, 1978). Jej styk s južnejším, magurským príkrovom je tektonický, na sever je nasunutá na sliezsku jednotku.

V antiklinoriálnom pásme Malého Bukovca je súvrstvie odkryté neúplne a dosahuje hrúbku 300 – 400 m (Koráb a Ďurkovič, 1978). Prvýkrát lupkovské vrstvy (dnes súvrstvie) z tzv. inocerámovej fácie vyčlenil ako najstarší stratigrafický člen Leško (Leško et al., 1960) vo východnej časti duklianskej jednotky. Termín lupkovské súvrstvie použili napr. Leško a Samuel (1968), Samuel (1990) a Potfaj (in Lexa et al., 2000).

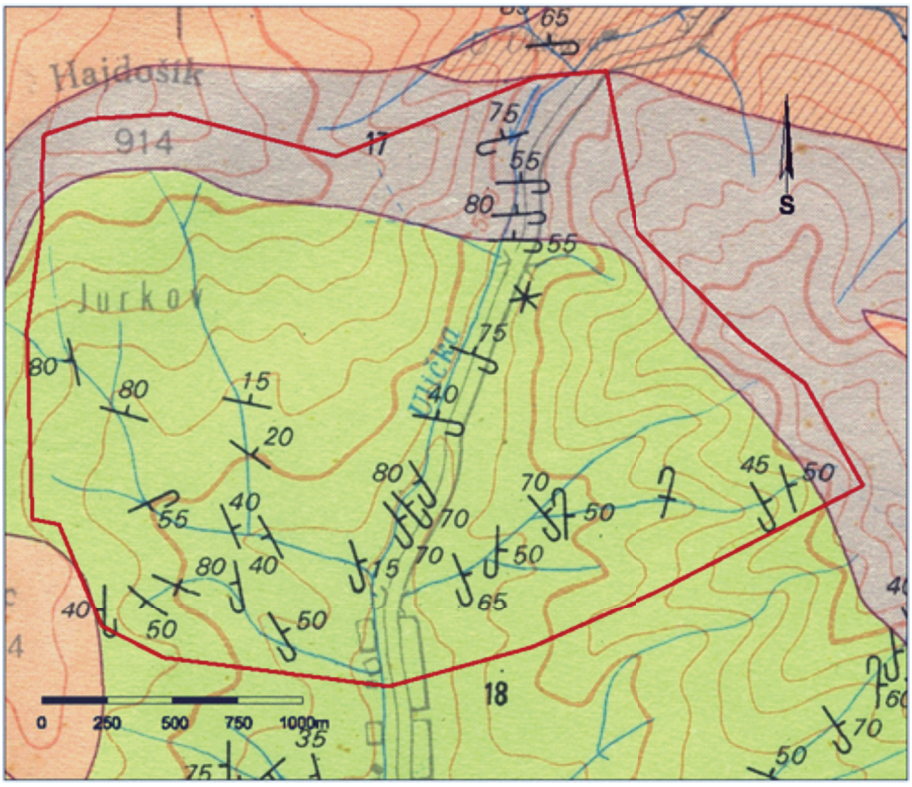
Prehľad starších biostratigrafických výskumov

Vek lupkovského súvrstvia vo východnej časti duklianskej jednotky bol v minulosti stanovený na základe prác rôznych autorov. Nemčok (1960) opísal z okolia Novej Sedlice dva druhy inocerámov: *Inoceramus balticus* Böhm a *Inoceramus muelleri* Petraschek, ktoré reprezentujú mladší santón a starší kampán. Leško a Samuel (1968) uvádzajú spoločenstvo foraminifer spodnoturónskeho veku z oblasti SZ od Novej Sedlice. Títo autori opisujú tiež bohatú faunu aglutinovaných dierkavcov v práci Korába a Ďurkoviča (1978). Z okolia obce Palota (západná časť) uvádza Hanzlíková (in Matějka et al., 1964) mikrofaunu foraminifer mástrichtu. Detailný biostratigrafický výskum lupkovského súvrstvia v duklianskej jednotke, ako aj v profile severne od obce Topoľa robila Gašpariková (in Gašpariková a Koráb, 1975, 1977), pričom udáva vek súvrstvia v rozpätí ?alb až ?paleocén.

Z poľskej časti duklianskej jednotky zaradil Slaczka (1971) lupkovské súvrstvie do turónu až senónu.

Litostratigrafická a biostratigrafická charakteristika vyčlenených horninových súborov

Výsledky podrobného geologického mapovania (mierka 1 : 10 000) a faciálno-sedimentologického a bio-



Obr. 1. Študované územie severne od obce Topoľa. Podklad prevzatý z geologickej mapy Nízkych Beskýd – východná časť (Koráb, 1983).

Fig. 1. Studied region north of the Topoľa village. Taken from geological map of the Nízke Beskydy Mts. – eastern part (Koráb, 1983).

stratigrafického výskumu v SZ časti antiklinoriálneho pásma Malého Bukovca priniesli nový pohľad na litostratigrafickú náplň lupkovského a nadložného cisnianskeho súvrstvia a na ich vzájomný faciálny vzťah. Laterálne faciálne prechody, ktoré boli pozorované na styku uvedených litostratigrafických jednotiek, poskytli dostatočné množstvo argumentov na vyčlenenie topoľských vrstiev medzi vyššie uvedenými litostratigrafickými jednotkami s perspektívou definície novej litostratigrafickej jednotky (Bóna a Kováčik, in Žecová et al., 2011). Spoločenstvá vápnitého nanoplanktónu a mikrofosílie z výbrusov boli vyhodnotené z profilov Topoľa-Ulička a Topoľa-Závrch.

Lupkovské súvrstvie

Lupkovské súvrstvie je najstaršia litostratigrafická jednotka duklianskej jednotky na území slovenskej časti Západných Karpát, ktorá nie je v antiklinoriálnom pásme Malého Bukovca úplne odkrytá. Lupkovské súvrstvie dosahuje hrúbku 300 – 400 m (Koráb a Ďurkovič, 1978).

Na základe poznatkov získaných z faciálneho a sedimentologického výskumu je možné lupkovské súvrstvie charakterizovať ako pieskovcovo-ílovcové flyšové súvrstvie, generálne so vzrastajúcim pomerom P (pieskovce : ílovce) smerom do nadložia (Koráb a Ďurkovič, 1978) a zároveň s klesajúcim priemerným indexom zvrstvenia I_v. V rámci súvrstvia boli detailne študované a definované jednotlivé litofácie a ich asociácie, na základe čoho boli interpretované sedimentárne procesy a depozičné prostredia (Kováčik a Bóna, 2013).

V rámci biostratigrafického výskumu bol vápnitý nanoplanktón vyhodnotený zo vzoriek, ktoré boli odobrané z vápnitých ílovcov a prachovcov tejto fácie (nie z celého profilu lupkovského súvrstvia). Pre všetky spoločenstvá vápnitého nanoplanktónu bolo charakteristické dominantné zastúpenie druhu *Micula staurophora* (Gardet) Stradner, známeho ako indexová fosília nanoplanktónovej zóny CC 14 (Sissingh, 1977), v ktorej sa po prvýkrát táto forma vyskytuje. Stanovená zóna zodpovedá mladšiemu koňaku až staršiemu santónu.

Na základe pomerne detailného rozboru spoločenstiev vápnitého nanoplanktónu bol vek lupkovského súvrstvia stanovený ako mladší kampán až mástricht. Tento rozsah bol zavedený na základe zastúpenia druhov *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Arkhangelskiella maastrichtiana* Burnett, *Arkhangelskiella confusa* Burnett, *Broinsonia parca constricta* Hattner, *Calculites obscurus* (Deflandre) Prins et Sissingh, *Cyclagelosphaera margerelii* Noël, *Eiffellithus eximius* (Stover) Perch-Nielsen, *Lucianorhabdus cayeuxii* Deflandre, *Microrhabdulus undosus* Perch-Nielsen, *Micula staurophora* (Gardet) Stradner, *Micula swastica* Stradner et Steinmetz, *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, *Uniplanarius sissinghii* Perch-Nielsen, *Uniplanarius gothicus* (Deflandre) Hattner et Wise, *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, *Watznaueria ovata* Bukry a *Zeugrhabdotus embergeri* (Noël) Perch-Nielsen.

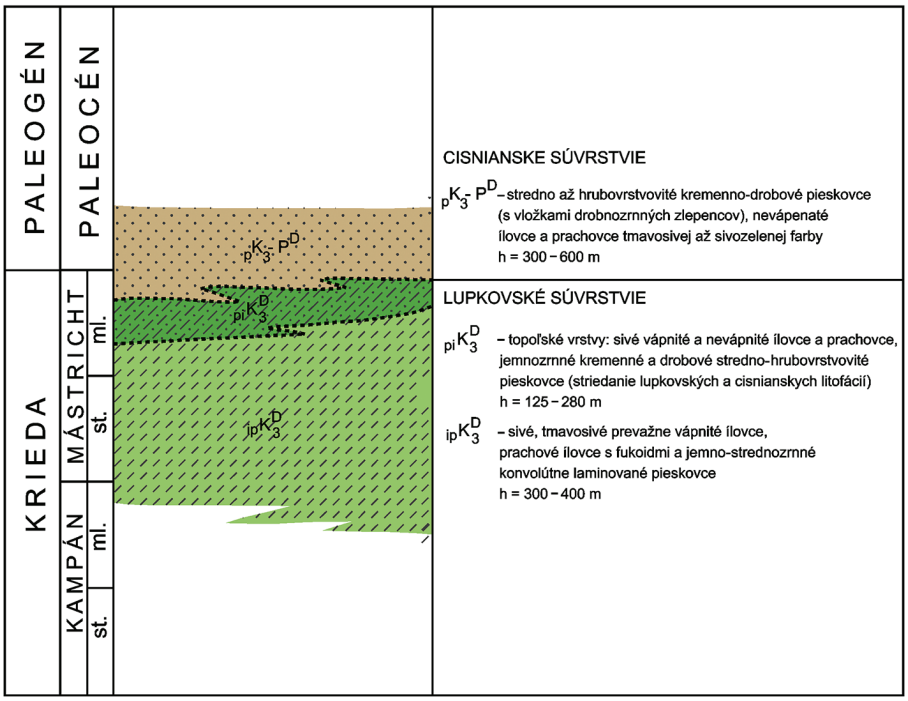
Okrem štúdia vápnitého nanoplanktónu bol výskum lupkovského súvrstvia zameraný aj na vyhodnotenie mikrofosílií, hlavne dierkavcov, z výbrusového materiálu, pretože „voľné“ foraminifery neposkytli reprezentatívne a dostatočne bohaté asociácie, prípadne úplne vo výplavoch chýbali. Zistená bola prítomnosť obyčajne veľmi vzácnych, niekedy až výnimočne sa vyskytujúcich, spravidla nepriaznivo zachovaných fosílnych zvyškov.

Vo vzorke ALB 2 (2073) odobranej zo *subarkózy* boli zaznamenané silno rekryštalizované, čiastočne amputované planktonické dierkavce bez presnejšej identifikácie (TAB. 2, obr. 2). Organické zvyšky sú reprezentované aj fragmentom schránky ?hrubostenných

bivalvií a silicifikovaným úlomkom fosílie bez bližšieho zaradenia (TAB. 2, obr. 1).

Ojedinelý prierez dvoma malými komôrkami globulárneho tvaru patriaci časti schránky planktonického dierkavca bol zistený vo vzorke z *piesčitého ílovca* ALB 3B2 (2075), pre ktorý je typická laminácia, rovnako ako aj vo výbruse z rovnakého sedimentu (ALB 3B3 (2076)), v ktorom sú komôrky silicifikované. V tejto vzorke sa vyskytol aj fantóm planktonickej foraminifery s komôrkami vyplnenými mikrosparitom.

Vo vzorke ALB 3B4 (2077), ktorá patrí k *subarkózam*, bol po prvýkrát zaznamenaný dierkavec s komôrkami vyplnenými prevažne pyritom. Najpravdepodobnejšie ide o zástupcu heterohelicidných foriem (*Heterohelix* sp.), ktorých prvé objavenie sa vo všeobecnosti kladie do mladšieho albu. Foraminifery v tejto vzorke reprezentuje aj fragment čiastočne amputovanej, silno rekryštalizovanej bližšie neidentifikovanej schránky, ktorý pozostáva rovnako ako pri vyššie spomínaných vzorkách z dvoch globulárnych komôrok.



Obr. 2. Litostratigrafická tabuľka lupkovského a cisnianskeho súvrstvia (Bóna a Kováčik, in Žecová et al., 2011).

Fig. 2. Lithostratigraphy of the Lupkov and Cisna formations (Bóna and Kováčik, in Žecová et al., 2011).

Vzorka ALB 4A3 (2078) odobraná z *veľmi jemnozrnného* laminovaného *pieskovca* až *siltovca* poskytla na štúdium zriedkavé až vzácne fosílne zvyšky, ktoré sú veľmi ťažko badateľné vzhľadom na charakter sedimentu a na spôsob ich zachovania. Zistený bol hlavne výskyt jednokomôrkových okrúhlych prierezov, z ktorých väčšina, ak nie všetky, reprezentujú najskôr vápnité dinoflageláta, ktoré sú veľmi vzácne pyritizované. Časť z nich by mohla patriť druhu ?*Calcisphaerula innominata* Bonet so stratigrafickým rozpätím udávaným od albu do koniaku až ?santónu (Borza, 1969). Zistená bola aj prítomnosť silno rekryštalizovanej schránky planktonického dierkavca *Heterohelix* sp.. Rovnakej forme patrí zrejme aj prierez s pyritizovanými stenami schránky, ako aj ďalší fragment tvorený dvoma globulárnymi komôrkami vyplnenými pyritom. Veľmi vzácne sa vyskytujú drobné schránky planktonických dierkavcov, resp. ich častí bez bližšej identifikácie. Zaznamenaný bol biodetrit.

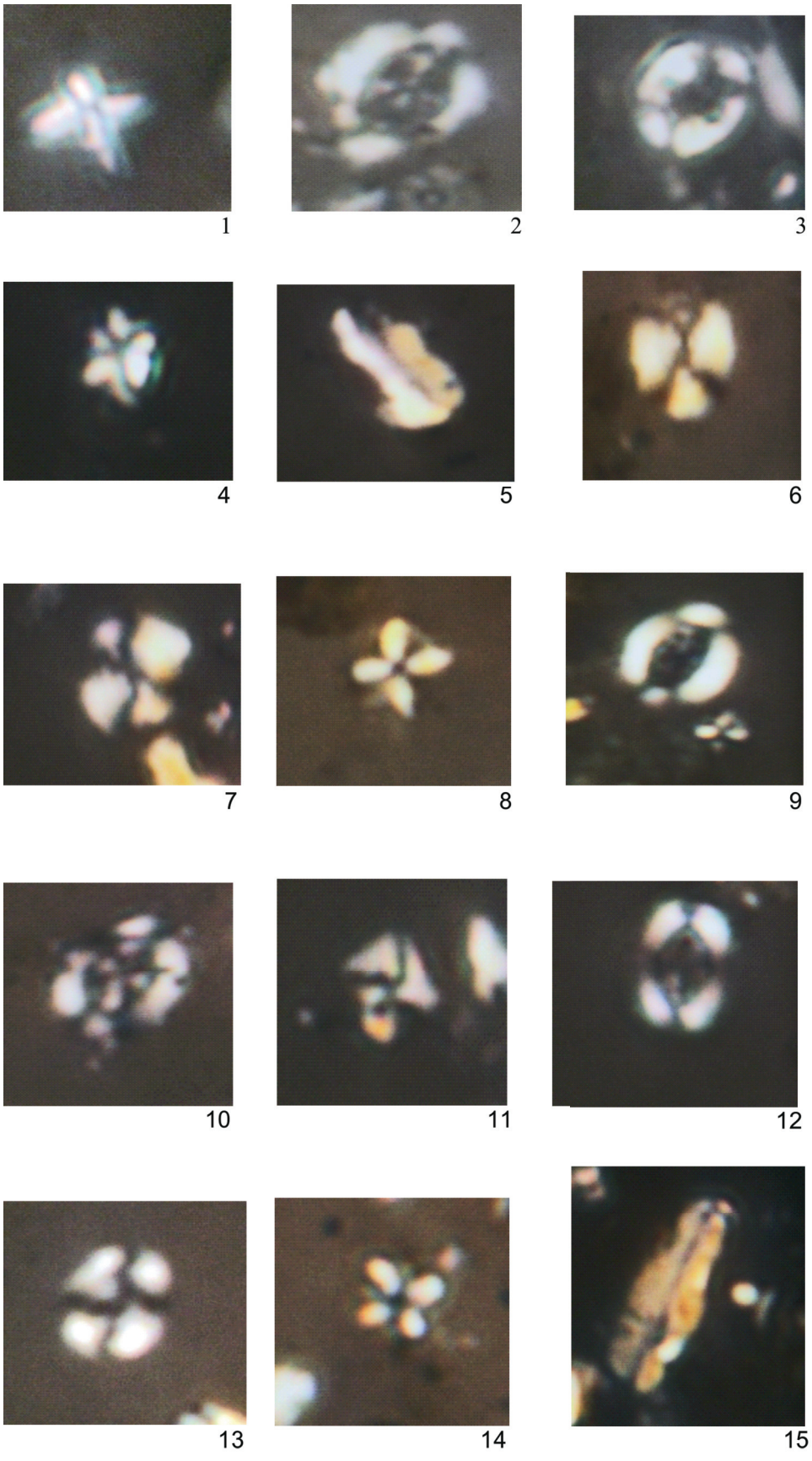
Topoľské vrstvy

Na čiastočnú alternáciu najvyšších polôh lupkovského súvrstvia so spodnou časťou cisnianskeho súvrstvia upozornili Leško a Samuel (1968). Podľa Korába a Ďurkoviča (1978) ide o postupný sedimentačný prechod, resp. o „prechodné súvrstvie", ktoré laterálne mení svoju hrúbku v rámci jednotlivých tektonických štruktúr duklianskej jednotky. V rámci laterálnej faciálnej variability topoľských vrstiev bola pozorovaná pestrosť vzájomného pomeru zastupovania sa litofácií lupkovského a cisnianskeho súvrstvia.

Pre lupkovské súvrstvie sú typické prevažne vápnité ílovce, resp. prachové ílovce sivej až tmavosivej farby, miestami so svetlým práškovým povlakom. Pre cisnianske súvrstvie sú charakteristické hrubšie vrstvy pieskovca (zvyšovanie parametra P) a nevápnité prachové ílovce.

Vrchná hranica lupkovského súvrstvia nie je jednoznačne litologicky kontrastná, a preto boli vyčlenené (aj kartograficky) prechodné *topoľské vrstvy* smerom do nadložného cisnianskeho súvrstvia (zatiaľ len v antiklinoriálnom pásme Malého Bukovca). Hrúbka topoľských vrstiev v skúmanom území dosahuje 125 – 280 m. Topoľské vrstvy boli konvencionálne vyčlenené tam (spodná geologická hranica), kde sa náhle vo vrchnej časti lupkovského súvrstvia začínajú objavovať „súbory" hrubých vrstiev pieskovcov, ktoré dosahujú hrúbku niekoľko metrov, prípadne desiatok metrov (Bóna a Kováčik, in Žecová et al., 2011).

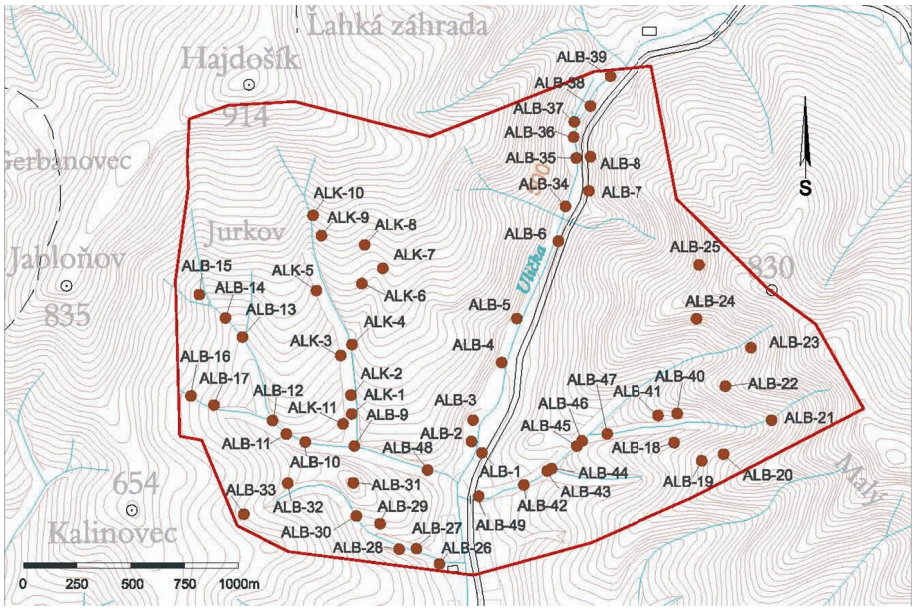
Spoločenstvá vápnitého nanoplanktónu zistené z topoľských vrstiev preukázali vek najmladší mástricht, ktorý bol stanovený hlavne na základe výskytu druhu *Arkhangelskiella maastrichtiana* Burnett. Okrem tohto druhu boli v spoločenstvách zastúpené ďalšie formy poukazujúce na mástrichtský vek, ako napr. *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina a *Russelia bukryi* Risatti.



TAB. 1. 1 – *Micula staurophora* (Gardet) Stradner; 2 – *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina; 3 – *Eiffellithus eximius* (Stover) Perch-Nielsen; 4 – *Micula swastica* Stradner et Steinmetz; 5 – *Lucianorhabdus cayeuxii* Deflandre; 6 – *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen; 7 – *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen; 8 – *Micula staurophora* (Gardet) Stradner; 9 – *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina; 10 – *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina; 11– *Micula swastica* (Gardet) Stradner; 12 – *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina; 13 – *Watznaueria fossacincta* (Black) Bown; 14 – *Micula staurophora* (Gardet) Stradner; 15 – *Lucianorhabdus cayeuxii* Deflandre.

TAB. 2. 1 – Silicifikovaný fragment fosílie (v strede). Lupkovské súvrstvie. Vzorka ALB 2 (2073); 2 – Prierez čiastočne amputovanou schránkou planktonického dierkavca. Lupkovské súvrstvie. Vzorka ALB 2 (2073); 3 – *Heterohelix* sp. s pyritizovanými stenami a čiastočne aj komôrkami schránky. Topoľské vrstvy. Vzorka ALB 4A6 (2079); 4 – *Heterohelix* sp. s viac-menej pyritizovanými komôrkami. Topoľské vrstvy. Vzorka ALB 5A3 (2080); 5 – *Globotruncanella* cf. *minuta* Caron a Gonzales Donoso (v strede dolu) s pyritizovanou komôrkou. Topoľské vrstvy. Vzorka ALB 5A3 (2080); 6 – *Globotruncanella* cf. *havanensis* (Voorwijk). Čiastočne amputovaná schránka. Topoľské vrstvy. Vzorka ALB 5A3 (2080); 7 – Čiastočne amputovaná schránka zástupcu rodu *Globotruncanella* Reiss. Topoľské vrstvy. Vzorka ALB 5A3 (2081); 8 – *Globotruncanella* cf. *havanensis* (Voorwijk). Prierez sčasti deformovanou schránkou. Topoľské vrstvy. Vzorka ALB 5A3 (2081).

TAB. 2. 1 – Silicified fragment of the fossils (in the middle). Lupkov Formation. Sample ALB 2 (2073); 2 – Cross-section through the partly amputated test of planktonic foraminifer. Lupkov Formation. Sample ALB 2 (2073); 3 – *Heterohelix* sp. with pyritized walls and partly also chamberlets of the test. Topoľa Beds. Sample ALB 4A6 (2079); 4 – *Heterohelix* sp. with more-or-less pyritized chamberlet. Topoľa Beds. Sample ALB 5A3 (2080); 5 – *Globotruncanella* cf. *minuta* Caron and Gonzales Donoso (in the middle down) with pyritized chamberlet. Topoľa Beds. Sample ALB 5A3 (2080); 6 – *Globotruncanella* cf. *havanensis* (Voorwijk). Partly amputated test. Topoľa Beds. Sample ALB 5A3 (2080); 7 – Partly amputated test of representants of the genus *Globotruncanella* Reiss. Topoľa Beds. Sample ALB 5A3 (2081); 8 – *Globotruncanella* cf. *havanensis* (Voorwijk). Cross-section through party deformed test. Topoľa Beds. Sample ALB 5A3 (2081).



Obr. 3. Mapa dokumentačných bodov SZ časti antiklinoriálneho pásma Malého Bukovca (Bóna a Kováčik, in Žecová et al., 2011).

Fig. 3. Map of documentation points in NW part of the anticlinorial zone of Malý Bukovec (Bóna and Kováčik, in Žecová et al., 2011).

Stratigrafická pozícia sekvencie topoľských vrstiev bola študovaná – rovnako ako v horninách lupkovského súvrstvia – aj na základe mikrofosílií získaných z výbrusového materiálu.

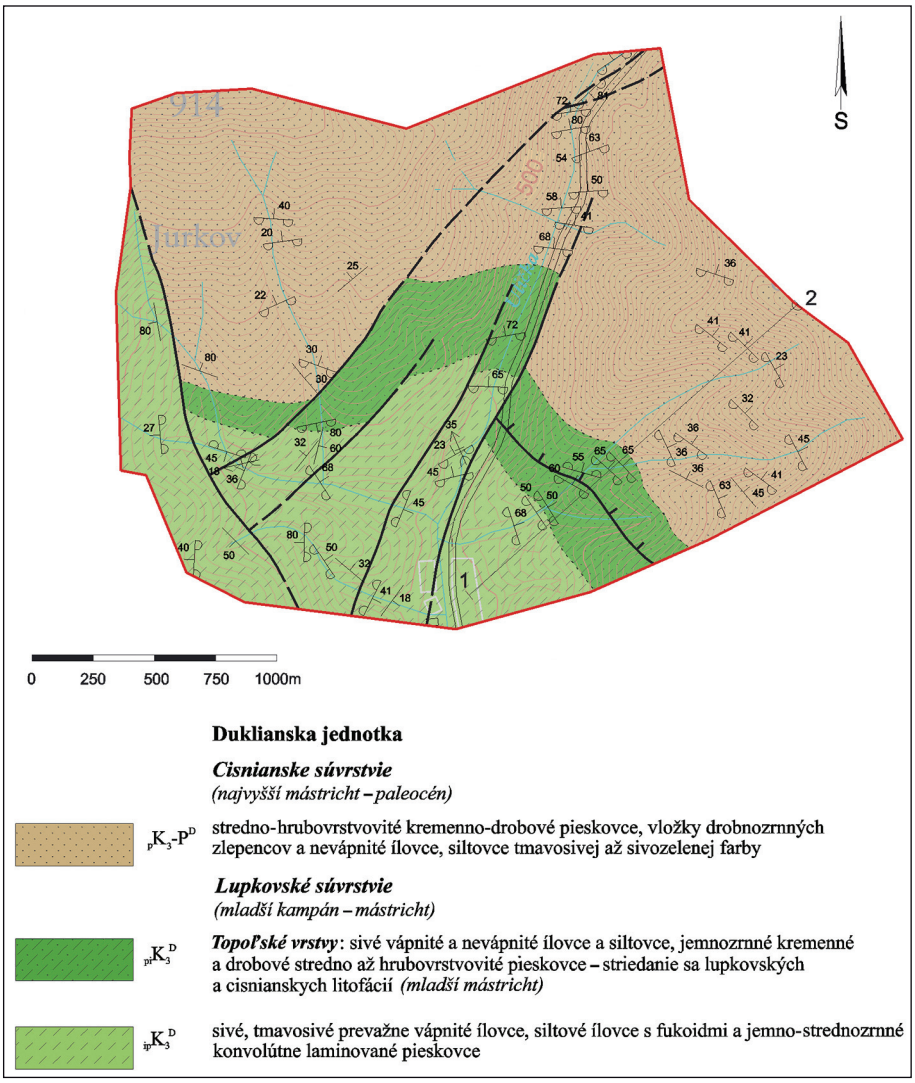
Prítomnosť planktonického dierkavca *Heterohelix* sp. s pyritizovanými stenami a čiastočne aj komôrkami schránky (TAB. 2, obr. 3), ako aj ďalšie fragmenty schránok planktonických dierkavcov s globulárnym tvarom komôrok (obyčajne sú zachované iba dve) boli zistené vo vzorke ALB 4A6 (2079) z *veľmi jemnozrnného pieskovca* až *siltovca*. Pozorovaný bol tiež „redukovaný" úlomok schránky tvorený jednou komôrkou (zvyšok je pohltený v základnej hmote), ktorá je zrejme opatrená ?kýlom, ako aj veľmi zriedkavé „zvyšky" bentických foraminifer bez bližšieho zaradenia, ktoré majú steny schránky zvýraznené pyritom. Vyskytujú sa tiež ďalšie ojedinelé úlomky organického pôvodu, ktoré patria ?bivalviám, a výnimočné prierezy vápnitých dinoflagelát.

Vo vzorke ALB 5A3 (2080) boli identifikované vzhľadom na charakter sedimentu *(arkózová droba)* málo očakávané časti schránok stratigraficky významných dierkavcov. Ide o jeden z mála výbrusov, kde sú biogény relatívne viac zastúpené. Ich zachovanie je však rovnako ako v iných vzorkách nepriaznivé. Sú silno rekryštalizované, ponorené v základnej hmote, prípadne amputované inými komponentmi. Celý prierez schránkou dierkavca bol napriek tomu, že patria v študovaných výbrusoch k najčastejším, pozorovaný len výnimočne. Zaznamenaný bol hlavne výskyt zástupcov *Heterohelix* sp., ktorí majú komôrky viac-menej vyplnené pyritom (TAB. 2, obr. 4), veľmi vzácne glaukonitom, prípadne sú buď lokálne, alebo celé silno rekryštalizované. Identifikovaný bol prierez rovnako čiastočne pyritizovanej schránky, ktorá s najväčšou pravdepodobnosťou patrí druhu *Globotruncanella* cf. *minuta* Caron a Gonzales Donoso (TAB. 2, obr. 5), pričom jeho výskyt je známy z mladšieho mástrichtu, resp. z mladšej časti stredného až mladšieho mástrichtu (Robaszynski et al., 1984), ako aj čiastočne amputovaná schránka *Globotruncanella* cf. *havanensis* (Voorwijk) (TAB. 2, obr. 6), ktorej stratigrafické rozpätie indikuje najmladšiu časť kampánu až mástricht (Robaszynski et al., l. c.). Ak skutočne ide o vyššie uvedené formy, potom možno konštatovať, že vo výbrusoch bol zaznamenaný ďalší, z hľadiska určenia stratigrafickej pozície študovanej vzorky významný, rod planktonických dierkavcov. Pozorovaný bol aj prierez jednou komôrkou, ktorá sa zachovala po amputovaní zvyšnej schránky. Svojím charakterom sa nápadne podobá komôrkam dierkavcov známym z mladšej kriedy (prítomnosť kýlov). Niektoré prierezy najskôr patria reprezentantom ?*Hedbergella* sp.. Zastúpení sú veľmi vzácni, niekedy čiastočne amputovaní predstavitelia vápnitých dinoflagelát (cf. *Calcisphaerula innominata*), rovnako ako aj biodetrit.

Popri vzorke ALB 5A3 (2080), ktorá reprezentuje rovnaký sediment, bolo vo výbruse z *arkózovej droby* (vzorka ALB 5A8 (2081)) najviac fosílnych zvyškov a zároveň sa v ňom vyskytujú relatívne najmenej „poškodené" formy zo všetkých výbrusových preparátov vyhodnotených z topoľských vrstiev. Zastúpené sú pomerne bežné, spravidla zle zachované (pozri vzorku ALB 5A3 (2080)) organické zvyšky. Ide hlavne o časti schránok planktonických dierkavcov, ktoré vykazujú (spolu s foraminiferami zo vzorky ALB 5A3 (2080)) najväčšiu diverzitu týchto mikrofosílií v rámci študovaných výbrusov. Steny schránok, prípadne časti komôrok sú vzácne vyplnené pyritom. Charakter zachovania spôsobuje problémy pri ich identifikácii. Najčastejšie sa vyskytujú prierezy patriace zástupcom rodu *Heterohelix*. Opäť bola zistená prítomnosť zriedkavých, avšak v kolekcii výbrusov „najpočetnejších" reprezentantov planktonických foraminifer, ktoré patria predstaviteľom rodu *Globotruncanella* Reiss. Ide o viac-menej amputované schránky (TAB. 2, obr. 7), ako aj o prierez dvoma čiastočne deformovanými komôrkami vyplnenými mikrosparitom, ktorý pravdepodobne patrí forme *Globotruncanella* cf. *havanensis* (Voorwijk) (TAB. 2, obr. 8). Niektoré veľmi zriedkavo sa vyskytujúce časti schránok patria pravdepodobne reprezentantom ?*Hedbergella* sp.. Zaznamenané boli, rovnako ako aj v iných výbrusoch, veľmi zriedkavé kruhovité prierezy, ktoré pravdepodobne reprezentujú vápnité dinoflageláta

(?*Stomiosphaera sphaerica* (Kaufmann)), ako aj fragmenty, ktoré by mohli pochádzať z ?hrubostenných bivalvií. Na základe výskytu reprezentantov rodu *Globotruncanella* – ak skutočne ide o tieto planktonické dierkavce – možno študovanú vzorku zaradiť do najmladšieho kampánu až mástrichtu.

Vzorka ALB 5A11 (2082) pochádzajúca z *veľmi jemnozrnného pieskovca* až *siltovca* patrí v porovnaní s vyššie študovanými vzorkami k jednej z mála, kde majú fosílie relatívne väčšie zastúpenie. Aj napriek tomu však nebolo možné, rovnako ako pri ostatných vzorkách, na základe organických zvyškov stanoviť jednoznačnú stratigrafickú pozíciu sedimentu, z ktorého pochádza. Bola zistená prítomnosť vzácnych planktonických dierkavcov s rovnakým charakterom zachovania ako vo vyššie opísaných výbrusoch. Zaznamenaných bolo viacero prierezov patriacich k zástupcom *Heterohelix* sp.. Pravdepodobne aj dvojkomôrkové prierezy, známe tiež z iných vzoriek, patria tejto forme. Vyskytujú sa tu viaceré niekedy silicifikované kruhovité prierezy, ktoré najskôr reprezentujú vápnité dinoflageláta (?*Calcisphaerula innominata* Bonet). Zaznamenaný bol aj veľmi vzácny biodetrit.



Obr. 4. Geologická mapa SZ časti antiklinoriálneho pásma Malého Bukovca 1 : 25 000 (Bóna a Kováčik, in Žecová et al., 2011).

Fig. 4. Geological map of the north-western part of the anticlinorial zone of Malý Bukovec 1 : 25 000 (Bóna and Kováčik, in Žecová et al., 2011).

Cisnianske súvrstvie

Termín „cisnianska krieda“ bol do geologickej literatúry zavedený Opolským (1926). Leško et al. (1960) označili prevažne pieskovcový flyšový komplex vyvinutý v nadloží lupkovských vrstiev na našom území (východná časť duklianskej jednotky) ako cisnianske vrstvy. V zhode s prácou Leška a Samuela (1968), Samuel (1990) odporúča používať termín cisnianske súvrstvie na označenie pieskovcových vrstiev v nadloží lupkovského súvrstvia (predovšetkým v južnejších štruktúrach duklianskej jednotky), pre ktoré sa v minulosti zaužívalo označenie „pieskovce Veľkého Bukovca“ (Nemčok, 1959). Koráb a Ďurkovič (1978) považujú „pieskovce Veľkého Bukovca“ za synonymum cisnianskych vrstiev, ale tiež pripúšťajú, že je možné ich samostatne vyčleniť iba v antiklinálnom pásme Novej Sedlice, na čo upozornili už Koráb et al. (1966).

Cisnianske súvrstvie je možné charakterizovať ako polyfaciálne flyšové súvrstvie s výraznými laterálnymi faciálnymi prechodmi. V antiklinoriálnom pásme Malého Bukovca je tvorené iba jednou fáciou (s. l.) a jeho hrúbka dosahuje 300 – 600 m.

Z nižšej časti cisnianskeho súvrstvia boli zistené bohaté spoločenstvá vápnitého nanoplanktónu, kde boli hojne zastúpené druhy *Micula staurophora* (Gardet) Stradner, *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina a *Nephrolithus frequens* Górka. Na základe druhového zloženia boli spoločenstvá zaradené do mladšej kriedy (mladší mástricht).

Z vyššej časti cisnianskeho súvrstvia sa nepodarilo získať dostatočne vápnitý sediment na rozbor spoločenstiev vápnitého nanoplanktónu, pretože pieskovcové súvrstvie nie je vhodným prostredím na zachovanie stratigraficky hodnotnej mikrofauny (Koráb a Ďurkovič, 1978). Z tejto časti súvrstvia neboli vyhodnotené mikrofosílie.

Vzhľadom na to, že sa v nadloží skúmaného vrstvového sledu nachádzajú ešte mocné polohy sedimentov (200 až 300 m), je možné predpokladať, že sedimentácia vyšších

horizontov cisnianskeho súvrstvia prebiehala aj počas paleocénu. Na základe uvedených faktov je možné stanoviť stratigrafický rozsah cisnianskeho súvrstvia v antiklinoriálnom pásme Malého Bukovca na mladší mástricht – ?paleocén.

Záver

Podrobné geologické mapovanie a faciálno-sedimentologický a detailný mikrobiostratigrafický výskum v SZ časti antiklinoriálneho pásma Malého Bukovca vniesli nový pohľad na litostratigrafickú náplň lupkovského, ako aj spodnej časti nadložného cisnianskeho súvrstvia. Na základe získaných poznatkov bolo možné vyčleniť prechodné topoľské vrstvy.

Vek lupkovského súvrstvia bol stanovený na základe zástupcov vápnitého nanoplanktónu v rozsahu od najvyššej časti kampánu do najmladšieho mástrichtu. Vápnitý nanoplanktón vyhodnotený z topoľských vrstiev preukázal ich vek, mladší mástricht.

Biostratigrafická pozícia lupkovského súvrstvia a prechodných topoľských vrstiev duklianskej jednotky bola študovaná v lokalite Ulička pri obci Topoľa aj vo výbrusoch, v ktorých bola zistená prítomnosť nepriaznivo zachovaných organických zvyškov reprezentovaných hlavne planktonickými dierkavcami.

Najčastejšie sa vyskytujúcimi reprezentantmi týchto mikrofosílií sú zástupcovia rodu *Heterohelix* Ehrenberg, ktorí boli identifikovaní v lupkovskom súvrství aj v topoľských vrstvách. Prvé objavenie sa týchto dierkavcov sa kladie do mladšieho albu a ich stratigrafické rozšírenie je ohraničené mástrichtom.

Planktonické foraminifery zastupujú v topoľských vrstvách aj veľmi zriedkavo sa vyskytujúci zástupcovia stratigraficky významného rodu *Globotruncanella* Reiss, ktorých výskyt je viazaný na mladšiu kriedu – na najmladší kampán až mástricht. Na základe prítomnosti *Globotruncanella* cf. *minuta* Caron a Gonzales Donoso bol vek sedimentu, z ktorého pochádza vzorka ALB 5A3 (2080) stanovený na mladší mástricht, resp. mladšiu časť stredného mástrichtu až mladší mástricht. Forma *Globotruncanella* cf. *havanensis* (Voorwijk) identifikovaná vo vzorke ALB 5A8 (2081) indikuje najmladšiu časť kampánu až mástricht. Posledný menovaný dierkavec bol zaznamenaný aj vo vzorke ALB 5A3 (2080).

V niektorých vzorkách z topoľských vrstiev bol zistený veľmi vzácny výskyt prierezov, ktoré by mohli patriť druhu *Hedbergella* sp.. Pozorovaných bolo aj niekoľko problematických zvyškov schránok planktonických dierkavcov, ktoré mali komôrky „opatrené“ kýlmi. Ich presnejšia identifikácia z daných neúplných rezov nie je spoľahlivá, avšak môžu slúžiť ako podporné kritérium pre stanovený vek.

Druhou najčastejšie sa vyskytujúcou skupinou mikrofosílií sú vápnité dinoflageláta. Veľmi vzácne bola zistená prítomnosť fragmentov, ktoré pravdepodobne pochádzajú zo schránok bivalvií, ako aj ďalšieho biodetritu bez bližšieho zaradenia.

Vzhľadom na charakter sedimentov a zachovanie organických zvyškov je zrejmé, že materiál bol transportovaný a je nutné pripustiť možnosť redepozície aspoň časti z nich.

Vek topoľských vrstiev zistený na základe vápnitého nanoplanktónu korešponduje s výsledkami štúdia planktonických dierkavcov získaných z výbrusového materiálu.

Biostratigrafický výskum robený z nižšej časti nadložného cisnianskeho súvrstvia na základe vápnitého nanoplanktónu preukázal identifikáciou druhov *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina a *Nephrolithus frequens* Górka (dokumentačný bod ALB 8) vek súvrstvia mladší mástricht. V nadloží skúmanej časti súvrstvia sa však nachádzajú hrubé polohy sedimentov, a preto je pravdepodobné, že sedimentácia cisnianskeho súvrstvia pokračovala až do paleocénu. Vzhľadom na tieto skutočnosti je možné predpokladať stratigrafický rozsah cisnianskeho súvrstvia v rozmedzí od mladšieho mástrichtu do ?paleocénu. Paleocénny vek je však potrebné doplniť ďalším biostratigrafickým výskumom. Dôležité je tiež venovať pozornosť štúdiu vápnitého nanoplanktónu a planktonických dierkavcov lupkovského súvrstvia a topoľských vrstiev.

References

Borza, K., 1969: Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. *Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 124 s.*

Gašpariková, V. & Koráb, T., 1975: Mikropaleontologický výskum lupkovských vrstiev dukelskej jednotky. Čiastková záverečná správa za rok 1975. Názov úlohy v perspektívnom pláne: Regionálny geologický výskum paleogénu Západných Karpát. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 66 s.*

Gašpariková, V. & Koráb, T., 1977: Príspevok k stratigrafii lupkovských vrstiev v duklianskej jednotke. *Geol. Práce, Spr., 68, 69 – 82.*

Koráb, T., 1983: Geologická mapa Nízkych Beskýd – východná časť (M 1 : 50 000). *SGÚ – GÚDŠ, Bratislava.*

Koráb, T., Nemčok, J. & Samuel, O., 1966: K niektorým problémom geológie duklianskej jednotky na východnom Slovensku. *Geol. Práce, Zpr., 39, 85 – 94.*

Koráb, T. & Ďurkovič, T., 1978: Geológia duklianskej jednotky (Flyš východného Slovenska). *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 194 s.*

Kováčik, M. & Bóna, J., 2013: Nové poznatky z faciálno-sedimentologického výskumu na hranici krieda – paleogén v antiklinoriálnom pásme Malého Bukovca (duklianska jednotka). *Miner. Slov., 45, 4, Geovest., 32 – 33.*

Leško, B., Nemčok, J. & Koráb, T., 1960: Flyš užskej hornatiny. *Geol. Práce, Zpr., 19, 65 – 94.*

Leško, B. & Samuel, O., 1968: Geológia východoslovenského flyšu. *Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 256 s.*

Matějka, A. (ed.), Buday, T., Březina, J., Cicha, I., Čechovič, V., Čtyroký, P., Dornič, J., Eliáš, M., Fusán, O., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Kuthan, M., Kvitkovič, J., Marschalko, R., Mazúr, E., Nemčok, J., Porubský, A., Pesl, V., Slávik, J., Straník, Z., Švagrovský, J. & Zorkovský, B., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, listy M-34-XXII Zborov – M-34-XXVIII Košice. *Geol. Úst. D. Štúra, Ústr. Úst. geol., Bratislava, 254 s.*

Mazúr, E. & Lukniš, M., 1980: Geomorfologické jednotky (1 : 500 000). *In: Mazúr, E. & Jakál (ed.) et al., 1980: Atlas SSR. Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava.*

Nemčok, J., 1959: Správa z dukelsko-užockých vrás v povodí Uhu na východnom Slovensku. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Nemčok, J., 1960: Výskyt vrchnokriedových inocerámov v povodí Uhu na východnom Slovensku. *Geol. Práce, Spr., 18, 153 – 158.*

Opolski, Z., 1926: Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1925. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. geol., 15, 29 – 30.*

Perch-Nielsen, K., 1985a: Mesozoic calcareous nannofossils in Plankton stratigraphy (eds. H. M. Bolli, J. B. Saunders & K. Perch-Nielsen). *Cambridge University Press, 329 – 426.*

Perch-Nielsen, K., 1985b: Cenozoic calcareous nannofossils in Plankton stratigraphy (eds. H. M. Bolli, J. B. Saunders & K. Perch-Nielsen). *Cambridge University Press, 427 – 554.*

Robaszynski, F., Caron, M., Gonzalez Donoso, J. M., Wonders, A. A. H. (ed.) and Eur. W. G. Plankt. Foram, 1984: Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids. *Rev. Micropaléont. (Paris), 26, 3 – 4, 145 – 305.*

Samuel, O., 1990: Unifikácia litostratigrafických jednotiek východoslovenského flyšu. *Geol. Práce, Spr., 91, 61 – 74.*

Sissingh, W., 1977: Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geol. en Mijnb., 56, 37 – 65.*

Ślązka, A., 1971: Geologia jednostki dukielskiej. *Inst. geol. Prace, 63 (Warszawa), 1 – 97.*

Žecová, K., Bóna, J., Kováčik, M., Laurinc, D., Boorová, D., Potfaj, M. & Siráňová, Z., 2011: Lupkovské súvrstvie (krieda – paleogén) duklianskej jednotky – spresnenie litostratigrafie, biostratigrafie a kartografického členenia. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 50 s.*

Rukopis doručený 8. 11. 2013
Revidovaná verzia doručená 20. 11. 2013
Rukopis akceptovaný red. radou 11. 2. 2014

New results of biostratigraphic investigation of the Lupkov Formation in the anticlinorial zone of Malý Bukovec (Dukla Unit, Western Carpathians)

The Lupkov Formation represents the oldest lithostratigraphic unit of the Dukla Unit in the Slovak segment of the Western Carpathians. The formation is characterized as sandy-clayey, with increasing P ratio (sandstone : claystone) towards overlier and decreasing average bedding index I_v.

The stratigraphic range of the Lupkov Fm. in the Malý Bukovec anticlinorial zone was solved in the frame of the project Update of the geological setting of problematic areas in the Slovak Republic at a scale 1 : 50 000. In this area, the Lupkov Formation is not fully outcropped and reaches thickness 300–400 m (Koráb and Ďurkovič, 1978). In the frame of biostratigraphic investigation we studied in details the assemblages of calcareous nannoplankton and microfossils. Samples for evaluating the calcareous nannoplankton were taken from calcareous claystones and siltstones. The stratigraphic range of the Lupkov Fm., based on found species of calcareous nannoplankton, was determined as Upper Campanian to Maastrichtian. The assemblage consisted mainly of the species *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Arkhangelskiella maastrichtiana* Burnett, *Arkhangelskiella confusa* Burnett, *Broinsonia parca constricta* Hattner, *Calculites obscurus* (Deflandre) Prins et Sissingh, *Cyclagelosphaera margerelii* Noël, *Eiffellithus eximius* (Stover) Perch-Nielsen, *Lucianorhabdus cayeuxii* Deflandre, *Microrhabdulus undosus* Perch-Nielsen, *Micula staurophora* (Gardet) Stradner, *Micula swastica* Stradner et Steinmetz, *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, *Uniplanarius sissinghii* Perch-Nielsen, *Uniplanarius gothicus* (Deflandre) Hattner et Wise, *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, *Watznaueria ovata* Bukry and *Zeugrhabdotus embergeri* (Noël) Perch-Nielsen.

Besides the calcareous nannoplankton, also microfossils – mainly foraminifers, were evaluated in thin sections from the Lupkov Formation. The sample ALB 2 (2073) has manifested partly amputated and strongly recrystallized foraminifers. A foraminifer with chambers filled prevailingly with pyrite was registered in the sample ALB 3B4 (2077). It is probable a representative of the genus *Heterohelix*, firstly appearing in Upper Albian.

The occurrences of monothalamous orbicular cross-sections, representing calcareous dinoflagellates, were found in the sample ALB 4A3 (2078). Part of these forms can belong to species ?*Calcisphaerula innominata* Bonet, with stratigraphic range from Albian to Coniacian to ?Santonian. We have found a strongly recrystallized test of planktonic foraminifer *Heterohelix* sp., too.

Based on the detail geological mapping, facial-sedimentary and biostratigraphic investigation of NW part of the Malý Bukovec anticlinorial zone there was possible to distinguish transitional Topoľa Beds. These beds were distinguished in position, where the “sets” of thick sandstones beds start abruptly occur, reaching the thickness of several metres, eventually several tens of metres (Bóna and Kováčik, in Žecová et al., 2011). In the frame of biostratigraphic investigation of the Topoľa Beds found assemblages of calcareous nannoplankton have demonstrated the age of uppermost Maastrichtian. This age was determined by the occurrence of species *Arkhangelskiella maastrichtiana* Burnett, *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina and *Russelia bukryi* Risatti.

Stratigraphic range of the Topoľa Beds was determined also by the microfossils. In the sample ALB 4A (2079), the occurrence of planktonic foraminifer *Heterohelix* sp. was found, as well as the fragments of tests of planktonic foraminifers. Also “remnants” of bentic foraminifers without more precise classification were present. The sample ALB 5A3 (2080) revealed a part of the stratigraphically significant foraminifers tests, being strongly recrystallized, immersed in the matrix, eventually amputated with further

components. Also the occurrence of the representatives *Heterohelix* sp. was identified, also with partly pyritized tests of the species *Globotruncanella* cf. *minuta* Caron and Gonzales Donoso, which first occurrence is known from the Upper Maastrichtian, resp. upper part of the middle to upper Maastrichtian (Robaszynski et al., 1984). We have found also party amputated test of the species *Globotruncanella* cf. *havanensis* (Voorwijk). Stratigraphic range of this species indicates the uppermost part of Campanian to Maastrichtian. In the sample there was observed also the cross-section of the chamber, remaining after the test amputation and strongly resembled the foraminifer chamber known from the Upper Cretaceous. Some cross-sections belong probable to representants of the species ?*Hedbergella* sp.. Rarely there are present also representatives of dinoflagellates (cf. *Calcisphaerula innominata* Bonet). Relatively abundant and less damaged fossil remnants were found in the sample ALB 5A8 (2081). They represent mainly the tests of planktonic foraminifers. The most often there are the cross-sections belonging to representatives of *Heterohelix* sp.. Also representatives of planktonic foraminifers were found here, belonging to the genus *Globotruncanella* Reiss. They are represented more-or-less with amputated tests probable of the form *Globotruncanella* cf. *havanensis* (Voorwijk). Rarely also parts of the tests belonging to representatns of ?*Hedbergella* sp. occurred there and very rarely there were present also circular cross-sections, belonging probable to calcareous dinoflagellates (?*Stomiosphaera sphaerica* (Kaufmann)). If they really represent genus *Globotruncanella,* it is possible to classify this sample to uppermost Campanian to Maastrichtian.

Relatively richest presentation of microfossils was in the sample ALB 5A11 (2082), but because of their bad preservation, the stratigraphic position of the host sediment could not be unambiguously determined. There was determined the presence of rare planktonic foraminifers. Found cross-sections belonged to representatives of *Heterohelix* sp. and also several, occassionaly silicified, orbicular cross sections represent probably calcareous dinoflagellates (cf. *Calcisphaerula innominata* Bonet). We found also very rare biodetritus.

Cisna Formation is characterized as polyfacial flysch formation with distinct lateral facial transitions. In the anticlinorial zone of Malý Bukovec it reaches a thickness 300–600 m and here it is formed only by one phase (s.l.). In rich assemblages of calcareous nannoplankton, sampled from the lower parts of formation, there were abundantly present the species *Micula staurophora* (Gardet) Stradner, *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina and *Nephrolithus frequens* Górka. These assemblages were classified as Upper Cretaceous (Upper Maastrichtian).

In the overlier of investigated Cisna Fm., the thick beds of sediments (200–300 m) are present, and therefore it is possible to expect that sedimentation of upper parts of formation could take part also during Paleocene. Though, the Paleocene age needs proofs obtainable by further biostratigraphic investigations.

Based on above stated facts, there can be stated that stratigraphic range of Cisna Fm. in the Malý Bukovec anticlinorial zone is Upper Maastrichtian – ?Paleocene.

Mineralia Slovaca, 45 (2013), 185 – 200
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Foraminifery, ostrakódy a machovky z okolia Devínskej Novej Vsi a Záhorskej Bystrice (slovenská časť Viedenskej panvy)

ADRIENA ZLINSKÁ[1], IRENE ZORN[2] a KAMIL ZÁGORŠEK[3]

[1]State Geological Institute of Dionýz Štúr, Mlynská dolina 1, Sk – 817 04 Bratislava 11;
adriena.zlinska@geology.sk
[2]Geological Survey of Austria, Neulinggasse 38, A – 1030 Wien; irene.zorn@geologie.ac.at
[3]National Museum – Dept. of Paleontology, Václavské nám. 68, CZ – 115 79 Prague 1;
kamil_zagorsek@nm.cz

Foraminifers, ostracods and bryozoans from around Devínska Nová Ves and Záhorská Bystrica (Slovak part of the Vienna Basin)

From surface samples (DB-1–3) and shallow boreholes (ZNV-1 Devínska Nová Ves and ZNV-3 Záhorská Bystrica) situated NNW of Bratislava (Studienka Formation, Vienna Basin) the association of foraminifers, ostracods and bryozoans were studied. The whole assemblage belongs to the Bulimina-Bolivina Biozone (Upper Badenian) and can be correlated with the Lastomír Formation in the East Slovakian Basin and with the Pozba Formation in the Danube Basin. The Studied associations indicate shallow water, normal marine environment in neritic conditions.

Key words: Vienna Basin, Studienka Formation, Sandberg Member, Foraminifera, Ostracoda, Bryozoa, *Bulimina-Bolivina* Biozone, Upper Badenian

Úvod

V rámci projektu Geologická mapa regiónu Záhorská nížina v mierke 1 : 50 000 bolo na predmetnom území realizovaných niekoľko plytkých vrtov. V príspevku sme sa mikrofaunisticky zamerali na dva z nich (ZNV-1 Devínska Nová Ves a ZNV-3 Záhorská Bystrica), situované SSZ od Bratislavy (list 44-214 Bratislava – Devínska Nová Ves), a doplnili ich o štúdium z povrchových vzoriek (DB-1 – DB-3, obr. 1).

Prehľad novších mikropaleontologických výskumov v študovanej oblasti

V poslednej dobe je Viedenská panva predmetom biostratigrafického štúdia hlavne pre spoločnosť Nafta, a. s., Gbely a základného geologického mapovania realizovaného najmä ŠGÚDŠ. Hlboké naftové vrty poskytujú cenný materiál na spresnenie geologickej stavby územia v spolupráci s mikropaleontológmi.

Mikrofaunistickým spracovaním vzoriek z vrtu DNV-1 (Devínska Nová Ves) sa zaoberala Zlinská (1992).

Paleontologickú a sedimentologickú charakteristiku hranice báden a sarmat, ako aj interpretáciu vývoja južného okraja Malých Karpát tohto časového úseku objasnili Hudáčková a Kováč (1993) zo vzoriek lokalizovaných západne od Záhorskej Bystrice a v devínskonovoveskej tehelni.

Mikrobiostratigrafickému zhodnoteniu vrtu HGP-3 pri Stupave sa venovala Zlinská (2002, 2011).

Štúdiom stabilných izotopov (C^{13} a O^{18}) na schránkach bentických foraminifer *(Uvigerina semiornata)* a planktónu *(Globigerina bulloides, Globigerinoides trilobus)* a ich vplyvom na prostredie v období vrchného bádenu v lokalite Devínska Nová Ves – tehelňa sa zaoberali Kováčová, Hudáčková a Koubová (Kováčová a Hudáčková, 2009; Koubová, 2006).

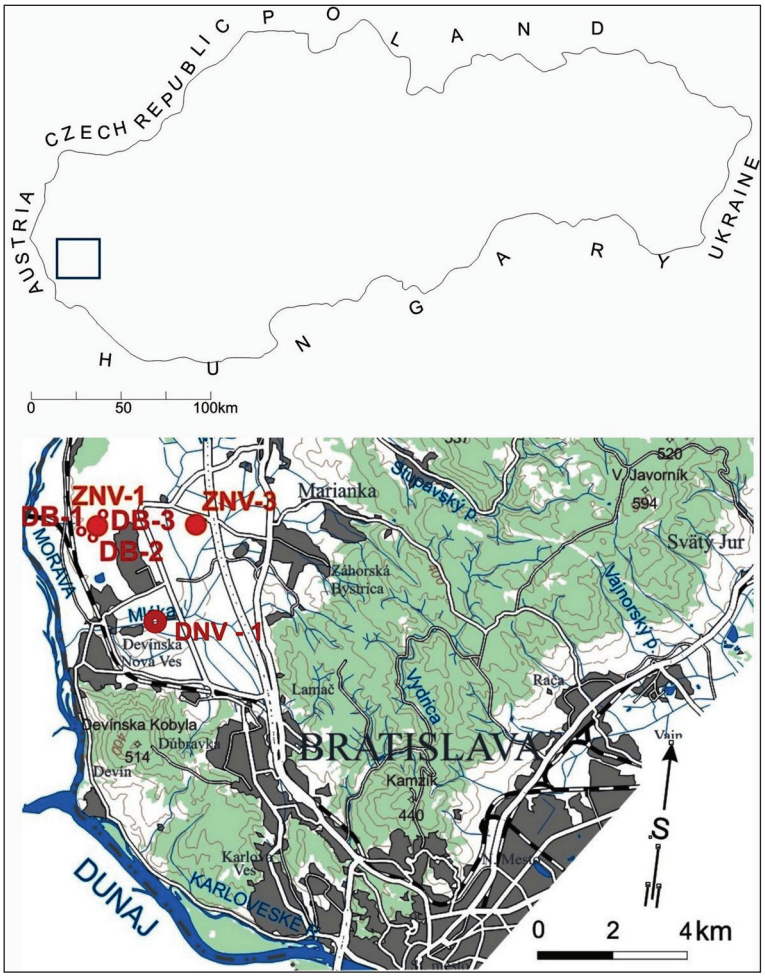
Depozičné prostredie, sedimentológiu a biostratigrafiu z miocénnych sedimentov vo vrtoch z regiónu Záhorská nížina objasnili Kováč et al. (2008).

Jedna z posledných prác o strednomiocénnom plytkovodnom prostredí v predmetnej oblasti je od autorov Hyžný et al. (2012).

Výsledky geologického mapovania Záhorskej nížiny v mierke 1 : 50 000 v rokoch 2006 – 2011 a k nemu prináležiaca mikropaleontológia sú zhrnuté v práci Fordinála et al. (2012). Nové poznatky o stratigrafii a litologickom zložení neogénnych a kvartérnych sedimentov z tohto regiónu priniesli štúdie Fordinála et al. (2013).

Opis geologickej stavby

Viedenská panva patrí podľa Vassa et al. (1988) k vnútrohorským panvám. Na V je ohraničená Malými Karpatmi, Myjavskou pahorkatinou a bradlovým pásmom, na S a Z magurským flyšom a na SZ ždánickým flyšom. Hlavnú molasu výplne panvy predstavujú morské a morsko-brakické sedimentárne súvrstvia egenburgu až sarmatu (hlavná molasa), miestami prekryté sedimentmi vrchného miocénu až pliocénu (neskorá molasa). Neogénna



Obr. 1. Lokalizácia vzoriek.

Fig. 1. Geographical sketch of the studied area with indication of the position of the samples.

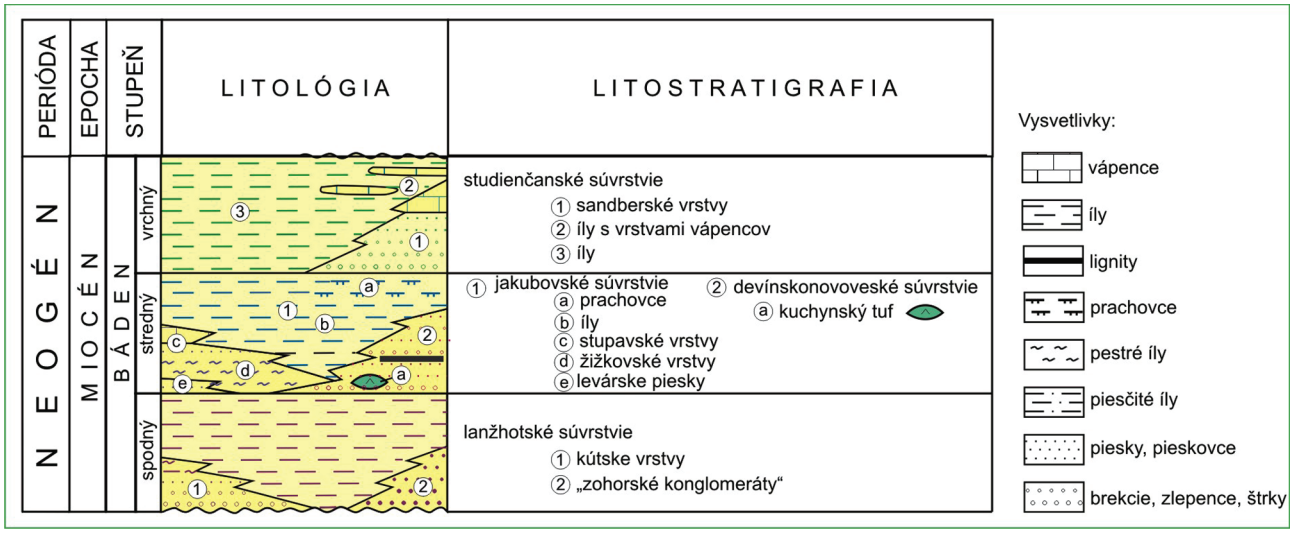
sedimentárna výplň v najhlbších častiach panvy dosahuje hrúbku až 5 500 m (Killényi a Šefara, 1989). Panva má dva štruktúrne celky:

1. starší (egenburg – otnang) – senická časť,
2. mladší (báden – pliocén) – záhorskodolnomoravská časť.

Stručná charakteristika litostratigrafických jednotiek vrchného bádenu Viedenskej panvy (obr. 2)

Vrchnobádenské sedimenty vo Viedenskej panve reprezentuje *studienčanské súvrstvie*. Súvrstvie tvoria sivé vápnité pelitické sedimenty, prevažne íl/ílovec (tégel), prechádzajúce do pieskov. Prostredie vzniku bolo morské, panvové, neritické. K okraju panvy sa prostredie vysladzovalo na lagunárne až sladkovodné. Súvrstvie leží na jakubovskom súvrství stredného bádenu, s ktorým je späté postupnými prechodmi alebo na predbádenských sedimentoch, napr. na závodskom súvrství karpatu, zakryté je holíčskym súvrstvím sarmatu. Maximálna hrúbka súvrstvia (do 900 m) je v kútskej priekope. Súvrstvie je rozšírené v centrálnej časti Viedenskej panvy, odkiaľ zasahuje aj k okrajom Malých Karpát.

Z íloviska v Devínskej Novej Vsi boli opísané vrchnobádenské asociácie foraminifer s *Uvigerina semiornata* (Orb.), *Bolivina dilatata dilatata* (Reuss) a *Cyclamina zemplinica* (C. et Z.) (Hudáčková a Kováč, 1993). Vápnitý nanoplanktón s druhmi *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner, *H. wallichi* (Lohmann) Boudreaux et Hay, *Lithostromatium perderum* (Deflandre), *Scyphosphaera apsteini* (Lohmann) atď. indikuje zónu NN 6 (Lehotayová, 1977).



Obr. 2. Litostratigrafické jednotky bádenu (Fordinál, in Fordinál et al., 2012, upravené).

Fig. 2. Lithostratigraphycal units of the Badenian (Fordinál, in Fordinál et al., 2012, modified).

Ekvivalentmi studienčanského súvrstvia v Dunajskej panve je báhonské a pozbianske súvrstvie, vo Východoslovenskej panve lastomírske súvrstvie.

V studienčanskom súvrství bol opísaný marginálny člen – *sandberské vrstvy*. Ich stratotypom je stará pieskovňa na svahu kóty Sandberg, opísal ich Baráth et al. (1994). Na báze vrstiev je brekcia, resp. štrk/zlepenec, tvorená fragmentmi a obliakmi hornín mezozoického podložia. Vyššie je šikmo zvrstvený žltosivý piesok s lumachelami mäkkýšov, vložkami drobnozrnného štrku, resp. brekcie, a piesčitého vápnitého ílu, ako aj lavice bochníkov riasových vápencov. V strope je lavica brekcie a brekciovitého vápenca. Prostredím vzniku bola litorálna zóna transgredujúceho mora.

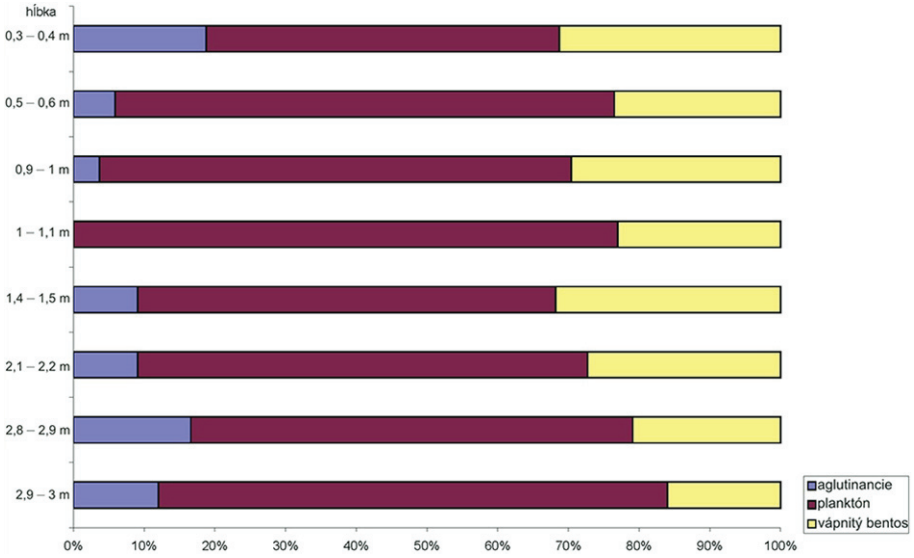
Sandberské vrstvy ležia diskordantne na mezozoickom podloží a postupne laterálne prechádzajú do pelitov studienčanského súvrstvia. Maximálna hrúbka vrstiev je 90 – 100 m. Rozšírené sú na severozápadnom úpätí Malých Karpát (Devínska Nová Ves, Záhorská Bystrica, Rohožník). V pieskoch na svahoch kóty Dievčí hrádok (201,4 m n. m.) južne od obce Záhorská Bystrica bola nájdená fauna foraminifer tvorená druhmi *Globulina gibba* (Orb.), *Asterigerinata planorbis* (Orb.), *Ammonia beccarii* (Linné), *Cribrononion notabilis* (Pishvanova) a *Vertebralina foveolata* (Franzenau), ktorá poukazuje na vrchnobádenský vek (Zlinská, 1987).

Metodika

Po rozplavení horniny cez mlynársky hodváb sme z výplavu vyseparovali foraminifery, ostrakódy, machovky, ostne ježoviek, úlomky mäkkýšov a ihličky húb. Vyseparovaný materiál bol študovaný pod binokulárnou lupou a rastrovacím elektrónovým mikroskopom (Hitachi S-800) v Ústave informatiky SAV Bratislava a GBA Viedeň. Z oblasti Devínskej Novej Vsi sme študovali povrchové vzorky DB-1, DB-2 a DB-3 (súradnice GPS DB-1 N 48,243746 a E 16,97235, DB-2 N 48,243089 a E 16,973161, DB-3 N 48,241897 a E 16,970091) a vzorky z vrtu ZNV-1 (súradnice N 48,1430178 a E 16,5807077) z hĺbok 0,1 až 3,0 m (8 vz.). Vrt ZNV-3 (súradnice GPS N 48,1351999 a E 17,0048373) situovaný v okolí Záhorskej Bystrice nám poskytol študijný materiál z piesčitých sedimentov (sandberské vrstvy) z hĺbok 3 – 3,4 m (2 vz., obr. 1, 4).

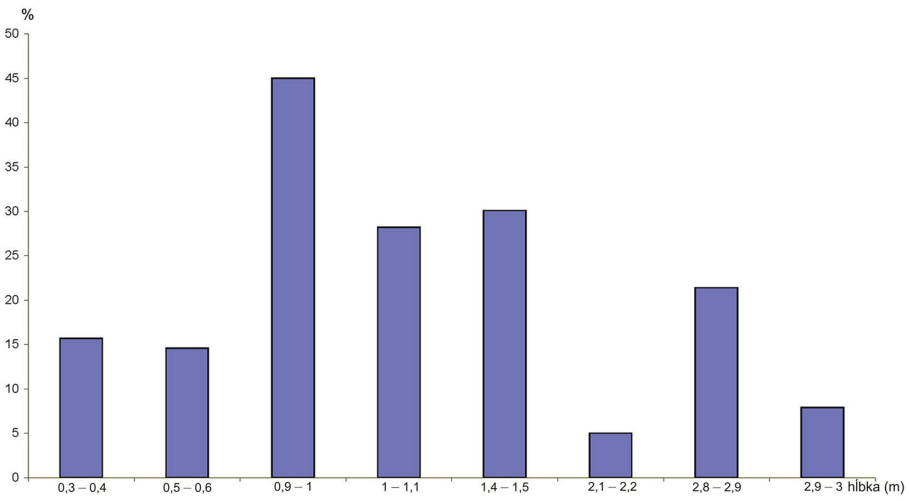
Výsledky

Zo zväčša ílovitých povrchových vzoriek a vzoriek z vrtu ZNV-1 – výnimku tvorili len piesčité vzorky (sandberské vrstvy) z vrtu ZNV-3 (Záhorská Bystrica, obr. 4) – sme získali spoločenstvá foraminifer (92 druhov, tab. 1), ktoré sú pomerne diverzifikované. Vrchnobádenské taxóny sú vo vrte ZNV-1 a v povrchových vzorkách DB zastúpené euryoxibiontnými bentickými rodmi *Bulimina* [*B. gutsulica* (Livental), *B. elongata elongata* (Orb.)], *Bolivina* [*B. dilatata dilatata* (Rss.), *B. dilatata maxima* (C. – Z.), *B. plicatella*



Obr. 3A. Pomer zastúpenia typov foraminifer v jednotlivých metrážach vrtu ZNV-1.

Fig. 3A. Proportional distribution chart of foraminifers in the ZNV-1 well.



Obr. 3B. Graf zastúpenia druhu *Amphistegina mammilla* (F. – M.) v jednotlivých metrážach vrtu ZNV-1.

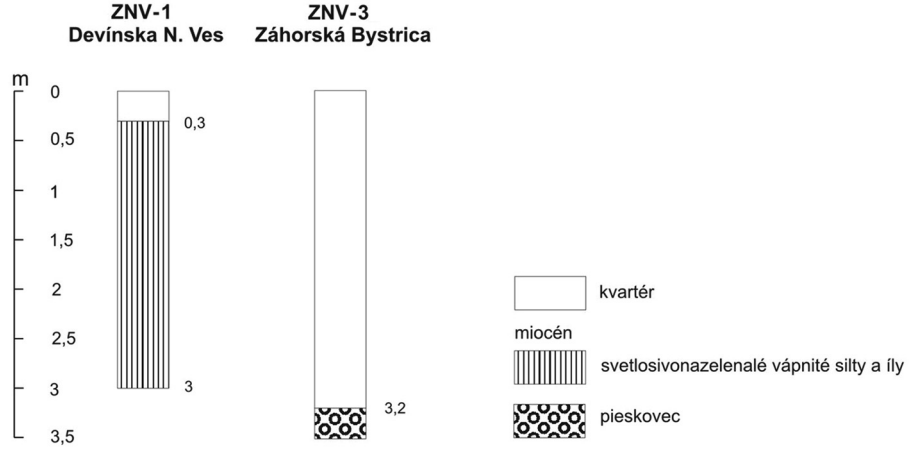
Fig. 3B. Graph representation of the species *Amphistegina mammilla* (F. – M.) in the ZNV-1 well.

Tab. 1
Zastúpenie foraminifer v študovaných vzorkách
List of Foraminifer species within the studied samples

SPECIES	DB-1 Devínska N.Ves	DB-2 Devínska N.Ves	DB-3 Devínska N.Ves	ZNV-1/0,3-0,4m Devínska N.Ves	ZNV-1/0,5-0,6m	ZNV-1/0,9-1m	ZNV-1/1-1,1m	ZNV-1/1,4-1,5m	ZNV-1/2,1-2,2m	ZNV-1/2,8-2,9m	ZNV-1/2,9-3,0m	ZNV-3/3,0-3,2m Záhorská Bystrica	ZNV-3/3,3-3,4m
Adelosina sp.									x	x			
Ammonia beccarii (L.)												x	x
Amphistegina mamilla (F.-M.)	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		
Angulogenerina esuriensis Hornibrook							x						
Asterigerinata planorbis (Orb.)											x		
Bitubulogenerina reticulata Cush.	x				x	x	x	x					
Bolivina antiqua Orb.							x						
Bolivina antiquaeformis C.-Z.						x					x		
Bolivina dilatata dilatata Rss.		x											
Bolivina dilatata maxima C.-Z.	x	x							x				
Bolivina hebes Macfad.							x						
Bolivina plicatella Cush.	x							x					
Bolivina pokornyi C.-Z.							x						
Bolivina sp.					x					x		x	
Bolivina sp. (cf. *B. antiqua* Orb.)									x				
Bolivina sp. (cf. *B. lowmani* Phleger&Parker)	x												
Bolivina vienensis Marks	x												
Bulimina elongata elongata Orb.		x											
Bulimina gutsulica Livental		x											
Cancris auriculus (F.-M.)	x		x			x	x			x			
Cibicides sp.												x	
Cibicidoides austriacus (Orb.)						x							
Cibicidoides ungerianus ungerianus (Orb.)						x							
Coryphostoma digitalis (Orb.)							x						
Elphidium fichtellianum (Orb.)	x		x	x	x	x	x	x	x	x	x		x
Elphidium macellum (F.-M.)				x			x						
Eponides repandus (F.-M.)			x	x		x		x	x		x		
Frondicularia annularis Orb.							x						
Fursenkoina acuta (Orb.)	x		x		x	x	x		x	x	x		
Glandulina ovula Orb											x		x
Glandulina sp.											x		
Globigerina aff. *subcretacea* Lomnicki								x					
Globigerina bulloides Orb.	x		x		x		x		x		x		
Globigerina diplostoma Rss.	x		x										
Globigerina praebulloides Blow					x			x	x	x			
Globigerina sp.									x			x	
Globigerina tarchanensis Subbotina-Chutzieva										x		x	
Globigerinella obesa (Bolli)				x		x	x	x	x	x	x		
Globigerinella regularis (Orb.)	x			x		x							
Globigerinoides quadrilobatus (Orb.)	x		x				x	x		x			
Globigerinoides trilobus (Rss.)	x		x			x	x	x	x	x		x	
Globoquadrina altispira (Cush.-Jarvis)	x	x	x	x	x	x	x						
Globoquadrina altispira globosa Bolli													x
Globoquadrina langhiana Cita-Gelati	x												

SPECIES	DB-1 Devínska N.Ves	DB-2 Devínska N.Ves	DB-3 Devínska N.Ves	ZNV-1/0,3-0,4m Devínska N.Ves	ZNV-1/0,5-0,6m	ZNV-1/0,9-1m	ZNV-1/1-1,1m	ZNV-1/1,4-1,5m	ZNV-1/2,1-2,2m	ZNV-1/2,8-2,9m	ZNV-1/2,9-3,0m	ZNV-3/3,0-3,2m Záhorská Bystrica	ZNV-3/3,3-3,4m
Globoturborotalita woodi (Jenkins)								x	x				
Globulina gibba Orb.										x	x		
Guttulina problema (Orb.)						x	x	x	x	x			
Hansawaia boueana (Orb.)					x						x		
Hansenisca soldanii (Orb.)	x		x			x		x	x	x	x	x	
Heterolepa dutemplei (Orb.)	x		x						x		x		
Hoeglundina elegans (Orb.)					x	x							
Islandiella punctata (Rss.)	x	x			x								
Karreriella chilostoma (Rss.)										x			
Laevidentalina communis (Orb.)						x		x					
Lagena striata (Orb.)						x							
Lobatula lobatula (Orb.)	x		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Melonis pompilioides (F.-M.)					x		x		x		x		
Neoeponides schreibersi (Orb.)	x												
Nonion commune (Orb.)	x			x		x	x		x		x	x	x
Orbulina suturalis Broennimann			x			x	x					x	
Pappina neudorfensis (Toula)		x											
Pappina parkeri (Karrer)				x									
Paragloborotalia ? mayeri (Cush.-Ell.)											x		
Planorbulina mediterranensis Orb.	x												
Plectofrondicularia ?										x			
Polymorphina complanata Orb.						x	x						
Porosononion granosum (Orb.)				x	x	x							
Praeglobobulimina pupoides (Orb.)									x				
Praeglobobulimina sp.									x				
Pseudogaudryina karreriana (Cush.)	x			x				x			x		
Pseudogaudryina mayeriana (Orb.)	x		x	x					x	x	x		
Pseudotriloculina consobrina (Orb.)									x				
Pullenia bulloides (Orb.)							x	x	x	x	x		
Pyrgo simplex (Orb.)	x												
Reussella spinulosa (Rss.)	x		x	x	x	x	x	x	x	x			
Rosalina obtusa Orb.	x			x	x	x		x	x	x	x		
Semivulvulina deperdita									x				
Semivulvulina pectinata (Rss.)			x							x			
Schlumbergerina transilvaniae (Karrer)									x				
Siphotextularia concava (Karrer)	x												
Sphaerogypsina globulus (Rss.)							x			x	x		
Spiroloculina canaliculata Orb.									x				
Spiroplectinella carinata (Orb.)													x
Textularia gramen Orb.					x				x				
Textularia mariae Orb.	x		x										
Textularia pala Czjz.			x	x		x		x		x	x		
Turborotalita quinqueloba (Natland)	x					x			x				
Uvigerina aff. *brunensis* Karrer									x				
Uvigerina semiornata semiornata Orb.									x				
Vaginulinopsis sp.							x						
Velapertina indigena (Luczkowska)								x	x		x		
Virgulopsis tuberculatus (Egger)								x					

(Cush.), *B. pokornyi* (C. – Z.), *B. hebes* (Macfad.), *B. antiqua* (Orb.), *B. antiquaeformis* (C. – Z.)] a *Fursenkoina acuta* (Orb.), ktoré veľmi dobre tolerujú znížený obsah kyslíka pri dne. Planktonická zložka, pomerne vyrovnaná v celom rozsahu vrtu, je zastúpená rodmi *Globigerina* [*G. diplostoma* (Rss.), *G. bulloides* (Orb.), *G. praebulloides* (Blow)], *Globigerinoides* [*G. trilobus* (Rss.), *G. quadrilobatus* (Orb.)], *Globigerinella* [*G. regularis* (Orb.)], *Globoquadrina* [*Globoquadrina altispira* (Cush. – Jarvis)], *Turborotalita* [*T. quinqueloba* (Natland)], *Orbulina* [*Orbulina suturalis* (Broennimann)] a vo vrte ZNV-1 indexovou fosíliou *Velapertina indigena* (Luczkowska). Planktón v hĺbke 2,1 až 2,2 m dosahuje maximum, čo indikuje dobrú komunikáciu s otvoreným morom. Aglutinovaná zložka, ktorej je vo vrte ZNV-1 minimálne, v hĺbke 1 – 1,1 m absentuje. Pomer zastúpenia jednotlivých typov foraminifer je znázornený graficky (obr. 3A). Vzácny výskyt uvigerín reprezentuje *Pappina parkeri* (Karrer) a typická *Pappina neudorfensis* (Toula) v povrchových vzorkách. Charakteristická je tu prítomnosť zástupcov plytkovodného a teplomilného rodu *Amphistegina* a elfidiidných taxónov [*Amphistegina mammilla* (F. – M.), *Elphidium fichtellianum* (Orb.) a *E. macellum* (F. – M.)] a druhu *Lobatula lobatula* (Orb.) v celom rozsahu študovaného vrtu. Masový výskyt druhu



Obr. 4. Litologický profil vrtmi ZNV-1 a ZNV-3.

Fig. 4. Lithostratigraphical section of boreholes ZNV-1 and ZNV-3.

Tab. 2
Zastúpenie ostrakódov v študovaných vzorkách
List of Ostracods species within the studied samples

SPECIES	Devínska Nová Ves								Záhorská Bystrica	
	DB-1	DB-3	ZNV-1/0,3 – 0,6 m	ZNV-1/0,9 – 1,1 m	ZNV-1/1,4 – 1,5 m	ZNV-1/2,1 – 2,2 m	ZNV-1/2,8 – 2,9 m	ZNV-1/2,9 – 3,0 m	ZNV-3/3,0 – 3,2 m	ZNV-3/3,3 – 3,4 m Záh.Bystrica
Aurila (Euaurila) punctata (Münster, 1830)	x	x	x	x	x	x	x	x		
Aurila (Cruciaurila) haueri (Reuss, 1850)			x					x		
Bairdoppilata cf. *subdeltoidea* (Münster, 1830)									x	
Paranesidea ? brevis (Lienenklaus, 1900)			x	x	x		x	x		
Costa (Cuneocosta) tricostata (Reuss, 1850)			x	x	x	x	x	x		
Cytherella sp.		x				x				
Cytheridea acuminata (Bosquet, 1852)									x	x
Flexus reussianus (Ruggieri, 1992)										x
Loxoconcha sp.										x
Loxocorniculum hastatum (Reuss, 1850)	x		x	x	x		x	x		
Occultocythereis bituberculata (Reuss, 1850)				x						
Parakrithe rotundata (Aiello et al., 1993)							x			
Pterygocythereis jonesii (Baird, 1850)			x	x						
Semicytherura filicata (Schneider, 1939)			x							
Xestoleberis aff. *dispar* (Müller, 1894, sensu Gross, 2006)				x						
Cyamocytheridea sp.										x

Amphistegina mammilla (F. – M.) (fototab. 5), ktorý obýva fotickú zónu, tu veľkostne dosahuje až 0,5 cm. Maximálny počet jedincov, 146 ks, bol zistený v hĺbke 0,9 – 1 m (obr. 3B). Podľa Murraya (2006) táto epifaunálna herbivórna forma je typická pre koralové ríry a lagúny a vyskytuje sa až do hĺbky 80 – 100 m. Výskyt rovnakých foraminiferových asociácií s *Amphistegina mammilla* uvádza Hudáčková (in Kováč et al., 1999 a in Kováč et al., 2008) zo slienito--piesčitých sedimentov vrtu Kúty 45 (hĺbka 495,3 m, 498,2 – 503 m, 504,7 m a 514,5 m) a ílovitých sedimentov Sandbergu (GPS: N 48°11'59", E 16°58'32") (Hyžný et al., 2012).

Vo vrte ZNV-3 (Záhorská Bystrica, 3 – 3,4 m, obr. 4) dochádza k ochudobneniu fauny a planktón je zastúpený v hĺbke 3 – 3,2 m taxónmi: *Globigerinoides trilobus* (Rss.), *Globigerina tarchanensis* (Subbotina – Chutzieva), *Orbulina suturalis* (Broennimann) a v hĺbke 3,3 – 3,4 m len *Globoquadrina altispira globosa* (Bolli). Vrchnobádenské zníženie salinity indikuje vo vzorke z hĺbky 3 – 3,2 m 95 %-né zastúpenie druhu *Ammonia beccarii* (L.). Plytkovodné prostredie dotvára prítomnosť taxónov *Elphidium fichtellianum* (Orb.) a *Nonion commune* (Orb.). Okrem foraminifer boli zistené úlomky juvenilných mäkkýšov, bryozoa, ostrakódy a ostne ježoviek.

Fauna ostrakódov (tab. 2) zo vzoriek v Devínskej Novej Vsi (DB vzorky a z vrtu ZNV-1) obsahuje dvanásť druhov a najhojnejšia je vo všetkých vzorkách prítomná *Aurila punctata* (Münster, 1830). Druhy *Loxocorniculum hastatum* (Reuss, 1850), *Costa tricostata* (Reuss, 1850) a *Paranesidea*? *brevis* (Lienenklaus, 1900) možno nájsť vo väčšine vzoriek, ale sú menej hojné. Okrem uvedených sa vyskytujú *Aurila haueri* (Reuss, 1850), *Occultocythereis bituberculata* (Reuss, 1850), *Bairdoppilata* cf. *subdeltoidea* (Münster, 1830) a *Pterygocythereis jonesii* (Baird, 1850). Veľmi zriedkavé sú *Cytherella* aff. *russoi* (Sissingh, 1972, podľa Grossa, 2006, *Cytherella* aff. *compressa* (Münster, 1830, podľa Grossa, 2006), *Parakrithe rotundata* (Aiello et al., 1993), *Semicytherura filicata* (Schneider, 1939) a *Xestoleberis* aff. *dispar* (Müller, 1894, podľa Grossa, 2006). Väčšina druhov je charakteristická pre báden alebo báden a staršie usadeniny.

Semicytherura filicata (Schneider, 1939) bola zdokumentovaná Schneiderom (1939, 1949) v čokrakských sedimentoch Kaukazu a Krymu. Vo Viedenskej panve *Semicytherura filicata* (Schneider, 1939) je známa len z vrchného bádenu (Rakúsko, Gross, 2006; Slovensko, Jiříček, 1974). Jiříček (1983) obmedzil jeho distribúciu k ostrakódovej zóne 9 (spodná časť vrchného bádenu, vrchný čokrak-karagan). Ďalšie bádenské nálezy sú z Chorvátska, Srbska (Krstić, 1983) a Bulharska (Stancheva, 1962). Nálezy druhu *Semicytherura* cf. *alifera* (Ruggiero, 1959) v Malopoľskom vojvodstve (Paruch--Kulczycka, 1992) boli interpretované ako patriace k *S. filicata* (Gross, 2006) a *S. bifurca* (Aiello a Szechura, 2004). *S. filicata* indikuje vrchný báden vo vzorke ZNV-1/0,3 – 0,6 m, kde sa zistila výlučne. Hlavná časť spoločenstva odráža podmienky plytkovodnej sedimentácie, len niekoľko zriedkavých druhov odráža infraneritické podmienky, ako napr. *Parakrithe rotundata* (Aiello et al., 1993), *Pterygocythereis jonesii* (Baird, 1850), *Semicytherura filicata* (Schneider, 1939) a *Cytherella* sp.. Hĺbka vody je viac ako 50 m.

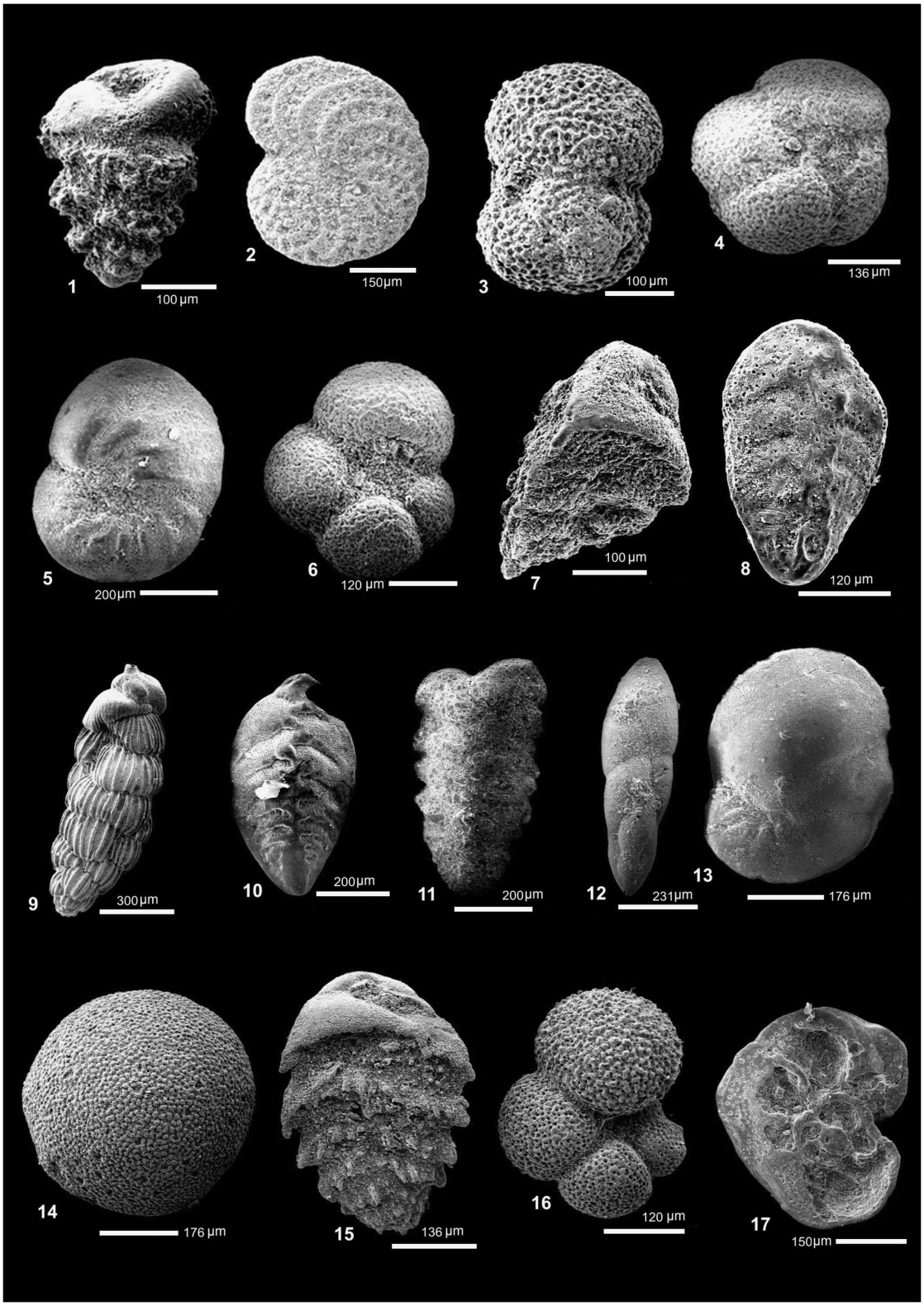
Vzorky zo Záhorskej Bystrice (vrt ZNV-3) priniesli úplne odlišné ostrakódové spoločenstvo s *Cytheridea acuminata* (Bosquet, 1852), *Flexus reussianus* (Ruggieri, 1992), *Loxocorniculum hastatum* (Reuss, 1850), *Bairdoppilata* cf. *subdeltoidea* (Münster, 1830) a *Cyamocytheridea* sp., indikujúce báden a epineritické podmienky.

Z machoviek sú vo vzorkách zastúpené hlavne rody *Crisia*, *Cellaria*, *Reteporella* a *Rhynchozoon monoceros* (Reuss, 1848). Vo vzorke DB-1 okrem už spomínaných ešte rody *Hornera*, *Frondipora*, *Ybseloecia* a *Mecynoecia*. Tieto rody predstavujú typické oportunistické, chudobné machovkové spoločenstvo, ktoré sa vyvíjalo v plytkej, normálne slanej vode s vyššou energiou (pôsobenie vlnenia alebo iné dynamické prostredie). Podobná asociácia machoviek je známa zo spodného bádenu z niektorých lokalít Karpatskej predhlbne, kde machovky nevytvorili bohaté spoločenstvo, napríklad Ptení, Vyškov a pod. (Zágoršek, 2010). Chudobnosť machovkového spoločenstva môže byť vysvetlená príliš vysokou dynamikou prostredia alebo pionierskym charakterom spoločenstva (Zágoršek, 2010). Vzhľadom na to, že schránky týchto rodov sú relatívne odolné, dochádza

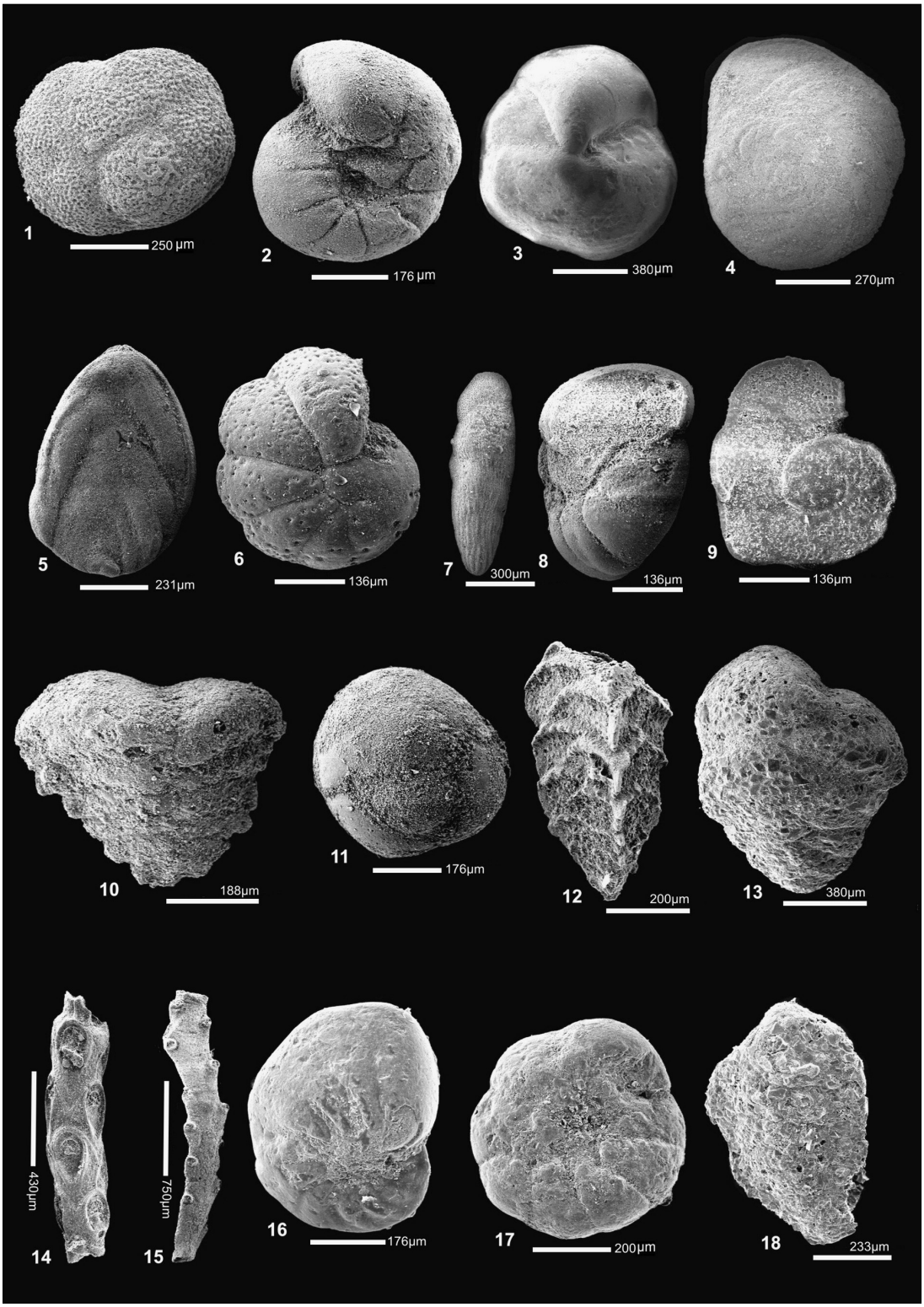
STUPEŇ		Foraminiferové biozóny centrálnej Paratetýdy		
		Cicha et al. (1975)		Grill (1941, 1943)
SARMAT				*Nonion granosum* *Elphidium hauerinum*
				Elphidium reginum
BÁDEN	vrchný	*Velapertina*	*Uvigerina hispidocostata* *Pavonitina*	*Ammonia beccarii* bulimíno-bolivínová
	stredný	*Globigerina druryi* *G. decoraperta*	*Pseudotriplasia elongata* *Uvigerina semiornata brunensis*	*Spiroplectammina carinata* (zóna aglutinancií)
	spodný	*Orbulina suturalis* *Praeorbulina*	*Lenticulina echinata*	vrchná lagenidová zóna (*Lenticulina cultrata*) spodná lagenidová zóna (*Planulina wuellerstorfi*)

Obr. 5. Biozonácia bádenu a sarmatu centrálnej Paratetýdy.

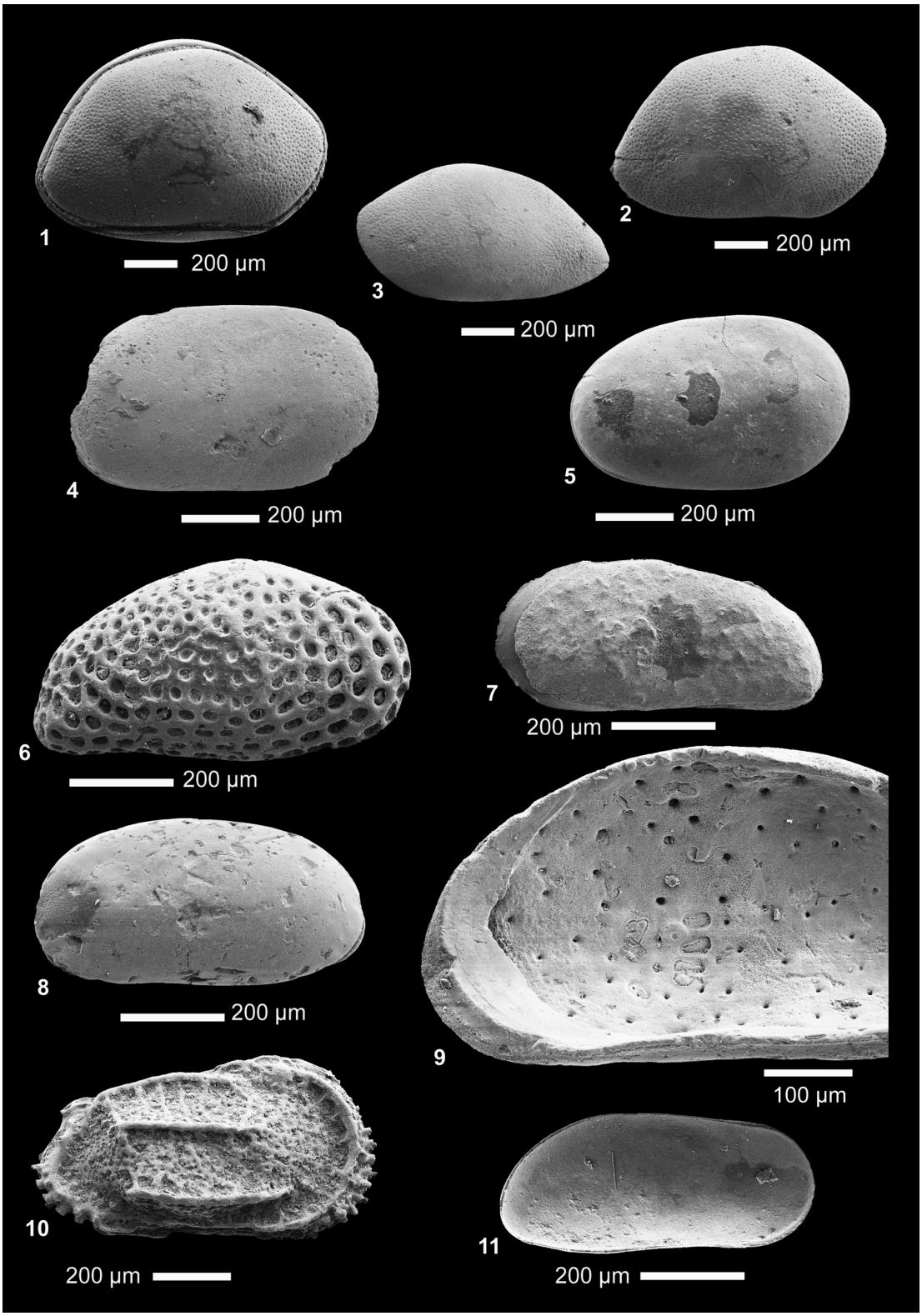
Fig. 5. Biozonation of the Badenian and Sarmatian in the Central Paratethys.



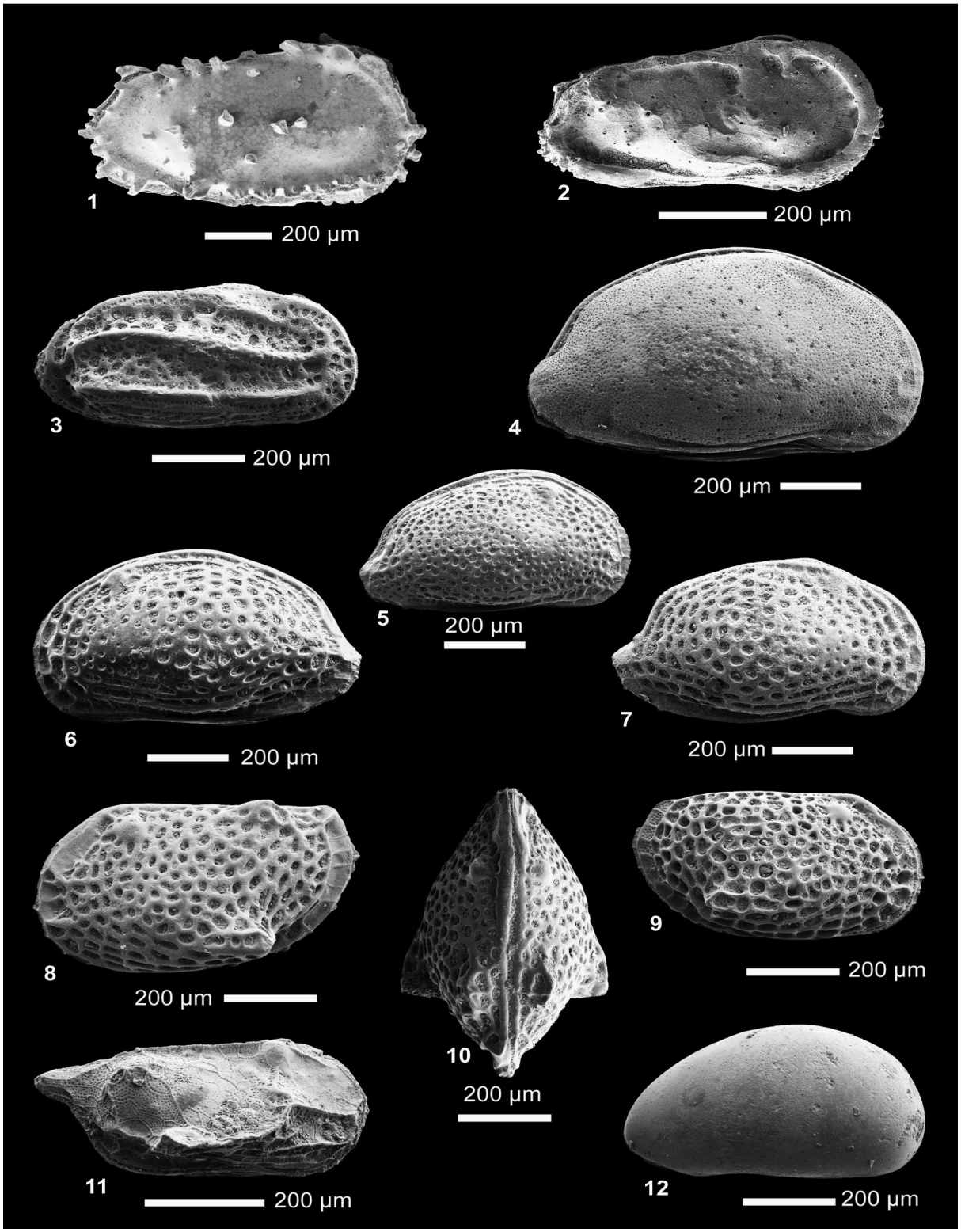
Pl. I. 1 – *Bitubulogenerina reticulata* (Cush.), DB-1; 2 – *Elphidium fichtellianum* (Orb.), DB-1; 3 – *Globigerinoides trilobus* (Rss.), DB-1; 4 – *Globoquadrina langhiana* (Cita-Gelati), DB-1; 5 – *Nonion commune* (Orb.), DB-1; 6 – *Globigerina bulloides* (Orb.), DB-1; 7 – *Reussella spinulosa* (Rss.), DB-1; 8 – *Bolivina dilatata maxima* (C. – Z.), DB-1; 9 – *Pappina neudorfensis* (Toula), DB-2; 10 – *Bolivina dilatata maxima* (C. – Z.), DB-2; 11 – *Textularia mariae* (Orb.), DB-3; 12 – *Fursenkoina acuta* (Orb.), DB-3; 13 – *Cancris auriculus* (F. – M.), DB-3; 14 – *Orbulina suturalis* Broennimann, ZNV-1/0,9 – 1 m; 15 – *Reussella spinulosa* (Rss.), ZNV-1/0,9 – 1 m; 16 – *Globigerinella obesa* (Bolli), ZNV-1/0,9 – 1 m; 17 – *Lobatula lobatula* (Orb.), ZNV-1/0,9 – 1 m.



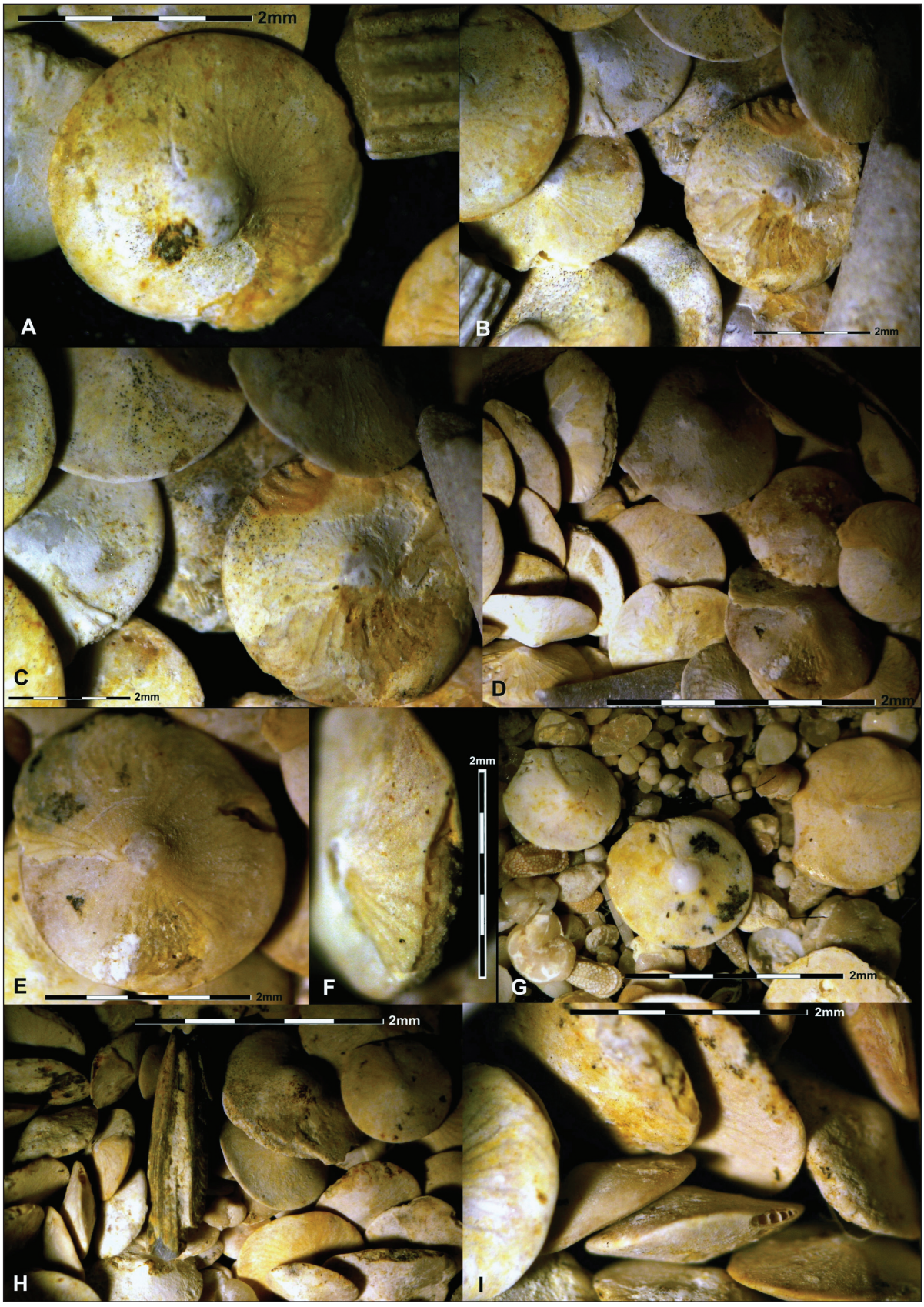
Pl. II. 1 – *Rosalina obtusa* (Orb.), ZNV-1/0,9 – 1 m; 2 – *Porosononion granosum* (Orb.), ZNV-1/0,9 – 1 m; 3, 4 – *Eponides repandus* (F. – M.), ZNV-1/0,9 – 1 m; 5 – *Polymorphina complanata* (Orb.), ZNV-1/0,9 – 1 m; 6 – *Lobatula lobatula* (Orb.), ZNV-1/1 – 1,1 m; 7 – *Coryphostoma digitalis* (Orb.), ZNV-1/1 – 1,1 m; 8 – *Hansenisca soldanii* (Orb.), ZNV-1/1,4 – 1,5 m; 9 – *Lobatula lobatula* (Orb.), ZNV-1/1,4 – 1,5 m; 10 – *Textularia pala* (Czjz.), ZNV-1/1,4 – 1,5 m; 11 – *Velapertina indigena* (Luczkowska), ZNV-1/1,4 – 1,5 m; 12 – *Reussella spinulosa* (Rss.), ZNV-1/1,4 – 1,5 m; 13 – *Textularia gramen* (Orb.), ZNV-1/2,1 – 2,2 m; 14 – *Cellaria* sp., ZNV-1/2,1 – 2,2 m; 15 – *Crisia* sp., ZNV-1/2,1 – 2,2 m; 16 – *Nonion commune* (Orb.), ZNV-3/3,3 – 3,4 m; 17 – *Ammonia beccarii* (L.), ZNV-3/3,3 – 3,4 m; 18 – *Spiroplectinella carinata* (Orb.), ZNV-3/3,3 – 3,4 m.



Pl. III. 1, 2 – *Paranesidea*? *brevis* (Lienenklaus), 1 – carapace, right valve, ZNV-1/2,8 – 2,9 m, 2 – right valve, ZNV-1/0,3 – 0,6 m; 3 – *Bairdoppilata* cf. *subdeltoidea* (Münster), carapace, left valve, juvenile, ZNV-3/3,0 – 3,2 m; 4 – *Cytherella* aff. *compressa* (Münster) sensu Gross, 2006, right valve, DB-3; 5 – *Cytherella* aff. *russoi* (Sissingh), sensu Gross, 2006, right valve, juvenile, ZNV-1/2,1 – 2,2 m; 6, 7 – *Cytheridea acuminata* (Bosquet), 6 – right valve, ZNV-3/3,3 – 3,4 m, 7 – internal mould, left side, ZNV-3/3,0 – 3,2 m; 8, 9 – *Cyamocytheridea* sp., 8 – carapace, left valve, ZNV-3/3,3 – 3,4 m, 9 – right valve, inner view, ZNV-3/3,3 – 3,4 m; 10 – *Costa tricostata* (Reuss), carapace, right valve, male, ZNV-1/2,8 – 2,9 m; 11 – *Parakrithe rotundata* (Aiello et al.), carapace, right valve, male, ZNV-1/2,8 – 2,9 m.



Pl. IV. 1 – *Pterygocythereis jonesii* (Baird), carapace, right valve, ZNV-1/0,9 – 1,1 m; 2 – *Occultocythereis bituberculata* (Reuss), carapace, right valve, ZNV-1/0,9 – 1,1 m; 3 – *Flexus reussianus* (Ruggieri), right valve, ZNV-3/3,3 – 3,4 m; 4 – *Aurila haueri* (Reuss), carapace, right valve, ZNV-1/0,3 – 0,6 m; 5 – 7 – *Aurila punctata* (Münster), 5 – carapace, right valve, juvenile, ZNV-1/0,3 – 0,6 m, 6 – left valve, ZNV-1/2,9 – 3,0 m, 7 – right valve, ZNV-1/2,8 – 2,9 m; 8 – 10 – *Loxocorniculum hastatum* (Reuss), 8 – morphotype „crêté", left valve, male, ZNV-1/0,9 – 1,1 m, 9 – morphotype „crêté", carapace, ZNV-1/2,8 – 2,9 m, 10 – morphotype „écrêté", right valve, ZNV-3/3,3 – 3,4 m; 11 – *Semicytherura filicata* (Schneider), carapace, right valve, male, ZNV-1/0,3 – 0,6 m; 12 – *Xestoleberis* aff. *dispar* (Müller), sensu Gross, 2006, carapace, left valve, sample ZNV-1/0,9 – 1,1 m.



Pl. V. *Amphistegina mamilla* (F. – M.), ZNV-1. A – C 0,9 – 1 m; D – E 1 – 1,1 m; F – I 2,8 – 2,9 m; G 2,1 – 2,2 m.

pri nich často k redeponovaniu a skutočné prostredie nemusí zodpovedať tejto rekonštrukcii.

Korelácia

Studienčanské súvrstvie vystupuje vo Viedenskej panve aj na S okraji obce Devínska Nová Ves, vo vrte DNV-1 (obr. 1), kde v hĺbke 7,3 – 13,4 m bola nájdená vrchnobádenská asociácia foraminifer s prevahou typických bentických foriem: *Pappina neudorfensis* (Toula), *U. brunnensis* (Karrer), *Bulimina elongata* (Orb.), *Bolivina dilatata* (Rss.) (Zlinská, 1990, 1992).

V oblasti Stupavy vo vrte HGP-3 je vo vzorkách z hĺbok 6 – 13 m typická foraminiferová mikrofauna hlbokovodnejších bulimín a bolivín, napr. *Bolivina maxima* (C. – Z.), *Bulimina elongata* (Orb.). Kvantitatívnu prevahu má však planktonická zložka [*Zeaglobigerina druryi* (Akers), *Z. nepenthes* (Todd), *Z. decoraperta* (Takayanagi-Saito), *Globigerina tarchanensis* (Subb. – Chutz.), *G. praebulloides* (Blow)], ktorá smerom k podložiu ustupuje (Zlinská, 2002, 2011).

Študované studienčanské súvrstvie môžeme vo Východoslovenskej panve mikrofaunisticky porovnať s vrtom P-3 (Zbudza). Hĺbkový interval 419 – 504,4 m litostratigraficky predstavuje lastomírske súvrstvie (Vass a Čverčko, 1985). Taxóny, ktoré sa v ňom zistili, reprezentujú morské prostredie; podľa kvantity planktónu pomerne dobre komunikovalo s otvoreným morom. V asociácii foraminifer bulimínovo-bolivínovej zóny z typických foriem sa v hĺbke 437 m našla aj *Pappina neudorfensis* (Toula), viazaná výhradne na kosov. Okrem foraminifer sa vo vrte P-3 vyskytovali aj ostrakódy *Phlyctenophora farkasi* (Zalányi) a *Cytheridea arcuata* (Jiříček), charakteristické pre vrchný báden (Zlinská, 2005, 2008; Túnyi et al., 2005).

V želiezovskej priehlbine Dunajskej panvy vo vrte HGŽ-3 (Želiezovce) vystupujú sedimenty pozbianskeho súvrstvia, podľa Kováča a Hóka (in Hók et al., 1999) v hĺbke 200 – 770,5 m, pričom do hĺbky 480 m je reprezentované asociáciou foraminifer bulimínno-bolivínovej biozóny (vrchný báden, Grill, 1941) s typickými formami, ako *Bulimina elongata* (Orb.), *Valvulineria complanata* (Orb.), *Bolivina dilatata* (Rss.), *Bulimina schischkinskayae* (Samoilova), *Bolivina maxima* (C. – Z.), *Fursenkoina acuta* (Orb.), *Bulimina pupoides* (Orb.), *Bulimina ovula* (Orb.), *Bulimina longa* (Vengl.), *Bolivina hebes* (Macf.), *Bolivina kodymi* (C. – Z.), *Bolivina pokornyi* (C. – Z.), *Zeaglobigerina druryi* (Akers), *Valvulineria marmaroschensis* (Pishv.), *Bolivina dilatata brevis* (C. – Z.), *Bulimina insignis* Luczkowska (Zlinská, 1996, 2004; Fordinál et al., 2002).

V podloží sú sedimenty biozóny *Spiroplectammina carinata* (480 – 770,5 m, stredný báden, Grill, 1941).

Záver

Zo studienčanského súvrstvia Viedenskej panvy bolo z povrchových vzoriek (DB-1, DB-2 a DB-3, obr. 1) a plytkých vrtov (ZNV-1 Devínska Nová Ves a ZNV-3 Záhorská Bystrica) SSZ od Bratislavy determinovaných 92 taxónov foraminifer, 12 ostrakódov a 8 machoviek, ktoré podľa mikrofaunistickej zonácie Grilla (1941) indikujú plytkovodné morské prostredie bulimínno-bolivínovej biozóny vrchného bádenu (obr. 5).

Vrchnobádenské foraminifery (tab. 1) v oblasti Devínskej Novej Vsi sú zastúpené bentickými rodmi *Bulimina* [(*B. gutsulica* (Livental), *B. elongata elongata* (Orb.)], *Bolivina* [(*B. dilatata dilatata* (Rss.), *B. dilatata maxima* (C. – Z.), *B. plicatella* (Cush.), *B. pokornyi* (C. – Z.), *B. hebes* (Macfad.), *B. antiqua* (Orb.), *B. antiquaeformis* (C. – Z.)] a *Fursenkoina acuta* (Orb.), ktoré veľmi dobre tolerujú znížený obsah kyslíka pri dne. Planktonická zložka je zastupená rodmi *Globigerina* [(*G. diplostoma* (Rss.), *G. bulloides* (Orb.), *G. praebulloides* (Blow)], *Globigerinoides* [*G. trilobus* (Rss.), *G. quadrilobatus* (Orb.)], *Globigerinella* [*G. regularis* (Orb.)], *Globoquadrina* [*Globoquadrina altispira* (Cush. – Jarvis)], *Turborotalita* [*T. quinqueloba* (Natland)], *Orbulina* [*Orbulina suturalis* (Broennimann)] a vo vrte ZNV-1 indexovou fosíliou *Velapertina indigena* (Luczkowska). Vzácny výskyt uvigerín reprezentuje *Pappina parkeri* (Karrer) a typická *Pappina neudorfensis* (Toula) v povrchových vzorkách.

Vo vrte ZNV-3 (Záhorská Bystrica, 3 – 3,4 m, obr. 4) dochádza k ochudobneniu mikrofauny a planktón v hĺbke 3 – 3,2 m je zastúpený taxónmi *Globigerinoides trilobus* (Rss.), *Globigerina tarchanensis* (Subbotina – Chutzieva) a *Orbulina suturalis* (Broennimann) a v hĺbke 3,3 – 3,4 m len *Globoquadrina altispira globosa* (Bolli). Vrchnobádenské zníženie salinity indikuje vo vzorke z hĺbky 3 – 3,2 m 95-percentné zastúpenie druhu *Ammonia beccarii* (L.). Plytkovodné prostredie dotvára prítomnosť taxónov *Elphidium fichtellianum* (Orb.) a *Nonion commune* (Orb.).

Fauna ostrakódov (tab. 2) zo vzoriek v Devínskej Novej Vsi obsahuje dvanásť druhov a najhojnejšie je vo všetkých vzorkách prítomná *Aurila punctata* (Münster, 1830). Druhy *Loxocorniculum hastatum* (Reuss, 1850), *Costa tricostata* (Reuss, 1850) a *Paranesidea*? *brevis* (Lienenklaus, 1900) možno nájsť vo väčšine vzoriek, ale sú menej početné. Okrem uvedených sa vyskytujú *Aurila haueri* (Reuss, 1850), *Occultocythereis bituberculata* (Reuss, 1850), *Bairdoppilata* cf. *subdeltoidea* (Münster, 1830) a *Pterygocythereis jonesii* (Baird, 1850). Veľmi zriedkavé sú *Cytherella* aff. *russoi* (Sissingh, 1972, podľa Grossa, 2006), *Cytherella* aff. *compressa* (Münster, 1830, podľa Grossa, 2006), *Parakrithe rotundata* (Aiello et al., 1993), *Semicytherura filicata* (Schneider, 1939) a *Xestoleberis* aff. *dispar* (Müller, 1894, podľa Grossa, 2006). Väčšina druhov je charakteristická pre báden alebo báden a staršie sedimenty. Hlavná časť spoločenstva odráža podmienky plytkej vody, len niekoľko zriedkavých druhov infraneritické podmienky, ako napr. *Parakrithe rotundata* (Aiello et al., 1993), *Pterygocythereis jonesii* (Baird, 1850), *Semicytherura filicata* (Schneider, 1939) a *Cytherella* sp.. Hĺbka vody je viac ako 50 m.

Úplne odlišné ostrakódové spoločenstvo priniesli vzorky zo Záhorskej Bystrice. Obsahuje druhy *Cytheridea acuminata (*Bosquet, 1852), *Flexus reussianus* (Ruggieri, 1992), *Loxocorniculum hastatum* (Reuss,

1850), *Bairdoppilata* cf. *subdeltoidea* (Münster, 1830) a *Cyamocytheridea* sp., indikujúce báden a epineritické podmienky.

Z machoviek sú vo vzorkách zastúpené hlavne oportunistické rody (*Crisia*, *Cellaria*, *Reteporella Hornera*, *Frondipora*, *Ybseloecia* a pod.), ktoré indikujú pionierske alebo príliš dynamické prostredie, prípadne sú redeponované z takéhoto prostredia do študovanej sedimentárnej sukcesie.

Získané asociácie foraminifer, machoviek aj ostrakód indikujú plytkovodné životné prostredie v podmienkach neritického pásma.

Poďakovanie. Výskum bol realizovaný v rámci projektu Ministerstva životného prostredia SR č. 01 06 Geologická mapa Záhorskej nížiny v mierke 1 : 50 000 a s finančnou podporou Ministerstva kultúry ČR v rámci inštitucionálneho financovania dlhodobého koncepčného rozvoja výskumnej organizácie Národní muzeum (DKRVO 2013/04, 00023272).

References

Aiello, G. & Szechura, J., 2004: Middle Miocene ostracods of the Fore-Carpathian Depression (Central Paratethys, southwestern Poland). *Boll. Soc. paleont. ital. (Modena), 43, 1 – 2, 11 – 70.*

Baráth, I., Nagy, A. & Kováč, M., 1994: Sandberské vrstvy – vrchnobádenské marginálne sedimenty východného okraja Viedenskej panvy. *Geol. Práce, 99, 59 – 66.*

Cicha, I., Čtyroká, J., Jiříček, R. & Zapletalová, I., 1975: Principal biozones of the Late Tertiary in Eastern Alps and West Carpathians. *In: Cicha, I. (ed.): Biozonal division of the Upper Tertiary Basins of the Eastern Alps and West Carpathians. I.U.G.S. Proceedings of the VI. Congress, Bratislava, 19 – 34.*

Fordinál, K., Maglay, J., Elečko, M., Nagy, A., Moravcová, M., Vlačiky, M., Kohút, M., Németh, Z., Bezák, V., Polák, M., Plašienka, D., Olšavský, M., Kucharič, Ľ., Kubeš, P., Malík, P., Baláž, P., Liščák, P., Madarás, J., Šefčík, P., Baráth, I., Boorová, D., Uher, P., Zlinská, A. & Žecová, K., 2012: Vysvetlivky ku geologickej mape Záhorskej nížiny 1 : 50 000. *Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 232 s.*

Fordinál, K., Maglay, J., Nagy, A., Elečko, M., Vlačiky, M., Moravcová, M., Zlinská, A., Baráth, I., Boorová, D., Žecová, K. & Šimon, L., 2013: Nové poznatky o stratigrafii a litologickom zložení neogénnych a kvartérnych sedimentov regiónu Záhorská nížina. *Geol. Práce, Spr., 121, 47 – 87.*

Fordinál, K., Nagy, A., Zlinská, A., Slamková, M., Halásová, E. & Töröková, I., 2002: New knowledge about stratigraphy of the eastern part of the Danube basin (Želiezovce Depression). *Slovak Geol. Mag., 8, 3 – 4, 259 – 281.*

Grill, R., 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. *Öl u. Kohle (Berlin), 37, 595 – 602.*

Grill, R., 1943: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Becken. *Mitt. Reichsamts Bodenforsch. (Wien), 6, 33 – 44.*

Gross, M., 2006: Mittelmiozäne Ostracoden aus dem Wiener Becken (Badenium/Sarmatium, Österreich). *Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, Sonderband 1, Wien, 1 – 224.*

Hók, J., Kováč, M., Kováč, P., Nagy, A. & Šujan, M., 1999: Geology and tectonics of the NE part of the Komjatice Depression. *Slovak Geol. Mag., 5, 3, 187 – 199.*

Hudáčková, N. & Kováč, M., 1993: Zmeny sedimentačného prostredia východnej časti Viedenskej panvy vo vrchnom bádene a sarmate. *Miner. Slov., 25, 3, 202 – 210.*

Hyžný, M., Hudáčková, N., Biskupič, R., Rybár, S., Fuksi, T., Halásová, E., Zágoršek, K., Jamrich, M. & Ledvák, P., 2012: Devínska Kobyla – a window into the Middle Miocene shallow-water marine environments of the Central Paratethys (Vienna Basin, Slovakia). *Acta Geol. Slovaca, 4, 2, 95 – 111.*

Jiříček, R., 1974: Corrélation du Néogène supérieur des régions de la Paratéthys et de la Téthys. *Geol. Carpath., 25, 1, 145 – 166.*

Jiříček, R., 1983: Redefinition of the Oligocene and Neogene ostracod zonation of the Paratethys. *Knih. Zem. Plyn Nafta, 4, 195 – 236.*

Kilényi, E. & Šefara, J. (eds.), 1989: Pre-Tertiary basement contour map of the Carpathian Basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. *Eötvös Lóránd Geophysical Institute, Budapest, Hungary.*

Koubová, I., 2006: Interpretácia paleoekologických podmienok na lokalite Devínska Nová Ves – Tehelňa na základe dierkavcov a obsahu izotopov v schránkach. Diplomová práca. *PriF UK, Bratislava.*

Kováč, M., Baráth, I., Halásová, E., Hudáčková, N., Slamková, M., Sitár, V., Bartakovicsová, A., Španihelová, E. & Ruman, A., 1999: Sedimentologické, biostratigrafické a štruktúrne vyhodnotenie jadier vrtu Kúty 45. *Manuskript. Archív Nafta, a. s., Gbely.*

Kováč, M., Hudáčková, N., Hlavatá, J., Sopková, B., Grigorovič, A. A., Halásová, E., Kováčová, M., Kováčová, P., Sliva, Ľ. & Baráth, I., 2008: Miocénne usadeniny vo vrtoch z regiónu Záhorská nížina: sedimentológia, biostratigrafické zaradenie a prostredie depozície. *Geol. Práce, Spr., 114, 7 – 50.*

Kováčová, P. & Hudáčková, N., 2009: Late Badenian foraminifers from the Vienna Basin (Central Paratethys): stable isotope study and paleoecological implications. *Geol. Carpath., 60, 1, 59 – 70.*

Krstić, N., 1983: Semicytherura specia from the Middle Miocene of Slavonia and Belgrade Area. *Proceedings of Geoinstitute (Beograd), 16, 183 – 212.*

Lehotayová, R., 1977: New data on calcareous nannoflora in pelites of the brick-kiln at Devínska Nová Ves. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 2 – 3, 175 – 188.*

Murray, J. W., 2006: Ecology and applications of benthic Foraminifera. *Cambridge University Press, Cambridge, 426 pp.*

Paruch-Kulczycka, J., 1992: Malzoraczki srodkowego miocenu (badenu) z otworu Broniszowice (SW Polska) (The Middle Miocene (Badenian) ostracods from Broniszowice borehole (SW Poland)). *Geol. Quart., 36, 2, 259 – 280.*

Schneider, G. F., 1939: Ostrakody Miotsena Krymsko-Kavkazskoy oblasti (Ostracoda from the Miocene of the Crimea-Caucasian region). *Problemy Paleontologii (Moskva), 5, 177 – 208.*

Schneider, G. F., 1949: Miotsenovaya fauna ostrakod Kavkaza i Kryma (A Miocene ostracod fauna from Caucasus and Crimea). *Trudy Vsesoyuznogo Neftyanogo Nauchno-issledovatelskogo Geologo-razvedochnogo Instituta (VNIGRI), Novaya Seriya, 34 (Mikrofauna SSSR: 2), Leningrad, Moskva, 89 – 182.*

Stancheva, M., 1962: Ostrakodna fauna ot Neogena v severozapadna Bulgariya. I. Tortonski ostracodi (Ostracoda from the Neogen in north-western Bulgaria. I. Tortonian Ostracoda). *Travaux sur la Géologie de Bulgarie, Série Paléontologie (Sofia), 4, 5 – 75.*

Túnyi, I., Vass, D., Karoli, S., Janočko, J., Halásová, E., Zlinská, A. & Beláček, B., 2005: Magnetostratigraphy of Badenian evaporite deposits (East Slovak Basin). *Geol. Carpath., 56, 3, 273 – 284.*

Vass, D., 2002: Litostratigrafia Západných Karpát: neogén a budínsky paleogén. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 202 s.*

Vass, D. & Čverčko, J., 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny. *Geol. Práce, Spr., 82, 111 – 126.*

Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Krystek, E., Kohler, E., Lexa, J., Nemčok, J., Rúžička, M. & Vaškovský, I., 1988: Vysvetlivky k mape Regionálne členenie Západných Karpát

a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR, 1 : 500 000. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 65 s.*

Zágoršek, K., 2010: Bryozoa from the Langhian (Miocene) of the Czech Republic. Part I and II. *Acta Mus. Nat. Prague, Ser. B, Hist. Nat., 66, 1 – 4, 1 – 255.*

Zlinská, A., 1987: Mikropaleontologické zhodnotenie vzorky z Dievčeho hradu. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Zlinská, A., 1990: Microfaunal characteristic of borehole DNV-1 based on Foraminifers. Czechoslovak Paleontology (Abstract), 1991 Prague, 32.

Zlinská, A., 1992: Mikrofaunistische Bewertung der Bohrung Devínska Nová Ves auf Grund der Foraminiferen und ihre Revision. *Geol. Práce, 94, 31 – 34.*

Zlinská, A., 1996: Mikropaleontologické vyhodnotenie vrtu HGŽ-3 (Želiezovce, Podunajská panva) na základe foraminifer. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Zlinská, A., 2002: Mikrobiostratigrafické zhodnotenie vrtu HGP-3 (Stupava). *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

Zlinská, A., 2004: Zhodnotenie foraminiferových asociácií vo vrte HGŽ-3 (Želiezovce, Dunajská panva, južné Slovensko). *Geol. Práce, Spr., 109, 101 – 106.*

Zlinská, A., 2005: Štúdium mikrofauny zbudzského súvrstvia z vrtu P-3 (Zbudza, Východoslovenská panva) vo svetle nových poznatkov. *In: 6. Paleontologický seminár. Olomouc, 67 s.*

Zlinská, A., 2008: Revízia zbudzského súvrstvia a nové výsledky z pohľadu štúdia foraminiferových asociácií. *Geol. Práce, 115, 47 – 57.*

Zlinská, A., 2011: Biostratigrafia bádenských sedimentov vo vrte HGP-3 (Stupava) na základe foraminifer (Viedenská panva). *Miner. Slov., 4, 496 – 497.*

Rukopis doručený 8. 9. 2013
Revidovaná verzia doručená 7. 11. 2013
Rukopis akceptovaný red. radou 11. 2. 2014

Foraminifers, ostracods and bryozoans from around Devínska Nová Ves and Záhorská Bystrica (Slovak part of the Vienna Basin)

All together 92 taxa of foraminifers, 12 ostracods and 8 bryozoans species were determined from the Studienka Formation (Slovakian part of Vienna Basin) from surface samples (DB-1, DB-2 and DB-3; Fig. 1) and from shallow boreholes (ZNV-1 Devínska Nová Ves and ZNV-3 Záhorská Bystrica) situated NNW of Bratislava. According to Grill (1941), the assemblage indicates the *Bulimina-Bolivina* Biozone of the Late Badenian (Late Langhian).

All Foraminifers from surface samples of Devínska Nová Ves characteristic for the Upper Badenian are listed in Tab. 1. Among them, the benthic species are *Bulimina* (*B. gutsulica* Livental, *B. elongata elongata* Orb.), *Bolivina* (*B. dilatata dilatata* Rss., *B. dilatata maxima* C. – Z., *B. plicatella* Cush., *B. pokornyi* C. – Z., *B. hebes* Macfad., *B. antiqua* Orb., *B. antiquaeformis* C. – Z.) and *Fursenkoina acuta* (Orb.), which tolerate low oxygen content near the bottom. Planktonic foraminifers are represented by *Globigerina* (*G. diplostoma* Rss., *G. bulloides* Orb., *G. praebulloides* Blow, *Globigerinoides* [*G. trilobus* (Rss.), *G. quadrilobatus* (Orb.)], *Globigerinella* [*G. regularis* (Orb.)], *Globoquadrina* [*Globoquadrina altispira* (Cush. – Jarvis)], *Turborotalita* [*T. quinqueloba* (Natland)] and *Orbulina* (*Orbulina suturalis* Broennimann). The uvigerines are rare, only *Pappina parkeri* (Karrer) and typical *Pappina neudorfensis* (Toula) were identified in surface samples.

The tests of index foraminifer *Velapertina indigena* (Luczkowska) were found in the samples from borehole ZNV-1. The microfauna is poorer in the samples from borehole ZNV-3 (Záhorská Bystrica, 3–3.4 m; Fig. 4). The planktonic species from the sample from depth 3–3.2 m are represented only by *Globigerinoides trilobus* (Rss.), *Globigerina tarchanensis* Subbotina – Chutzieva and *Orbulina suturalis* Broennimann. Moreover, only *Globoquadrina altispira globosa* Bolli occurs in the sample from depth 3.3–3.4 m. The decrease of salinity during the Late Badenian is indicated by a massive (more than 95 %) occurrence of *Ammonia beccarii* (L.) in the sample from depth 3–3.2 m. Shallow water environment is indicated by the presence of *Elphidium fichtellianum* (Orb.) and *Nonion commune* (Orb.).

The ostracod fauna from Devínska Nová Ves contains twelve species of which *Aurila punctata* (Münster, 1830) is most abundant in all samples. *Loxocorniculum hastatum* (Reuss, 1850), *Costa tricostata* (Reuss, 1850) and *Paranesidea*? *brevis* (Lienenklaus, 1900) can be found in most of the samples but are less abundant. Furthermore *Aurila haueri* (Reuss, 1850), *Occultocythereis bituberculata* (Reuss, 1850), *Bairdoppilata* cf. *subdeltoidea* (Münster, 1830) and *Pterygocythereis jonesii* (Baird, 1850) are occurring. Very rare are *Cytherella* aff. *russoi* Sissingh, 1972 sensu Gross, 2006, *Cytherella* aff. *compressa* (Münster, 1830) sensu Gross, 2006, *Parakrithe rotundata* (Aiello et al., 1993), *Semicytherura filicata* (Schneider, 1939) and *Xestoleberis* aff. *dispar* Müller, 1894 sensu Gross, 2006. Most of the species are characteristic either for the Badenian or Badenian and older deposits.

The main part of the assemblage reflects shallow water conditions, a few species which are rare indicate infraneritic conditions, namely *Parakrithe rotundata* (Aiello et al., 1993), *Pterygocythereis jonesii* (Baird, 1850), *Semicytherura filicata* (Schneider, 1939) and *Cytherella* sp. The water depth is supposed to be more than 50 m.

The samples from Záhorská Bystrica yield a completely different ostracod assemblage with *Cytheridea acuminata* Bosquet, 1852, *Flexus reussianus* Ruggieri, 1992, *Loxocorniculum hastatum* (Reuss, 1850), *Bairdoppilata* cf. *subdeltoidea* (Münster, 1830) and *Cyamocytheridea* sp. indicating a Badenian age and epineritic conditions.

Bryozoans are relatively rare in the studied samples. Only few opportunistic species were found, among them the most common are *Crisia*, *Cellaria* and *Reteporella*. The sample from Devínska Nová Ves (DB-1) contains the most diversified association, altogether eight species were identified: *Crisia*, *Cellaria* and *Reteporella*, *Hornera*, *Frondipora*, *Ybseloecia*, *Mecynoecia* and *Rhynchozoon monoceros* (Reuss, 1848). The whole bryozoan association indicates shallow marine conditions with slightly higher energy (perhaps wave action).

The whole studied assemblage from the Studienka Formation may be correlated with the boreholes DNV-1 (Devínska Nová Ves), borehole P-3 Zbudza (the East Slovakian basin) and borehole HGŽ-3 Želiezovce (Danube basin). In the borehole DNV-1, situated South of the studied area (Fig. 1), almost the same association of foraminifers were reported for the depth 7.3–13.4 m with dominance of benthic forms [*Pappina neudorfensis* (Toula), *Uvigerina brunnensis* Karrer, *Bulimina elongata* Orb., *Bolivina dilatata* Rss. (Zlinská, 1990, 1992)].

The Lastomír Formation also contains a similar association of foraminifers indicated in the borehole P-3 Zbudza in the depth 419–504.4 m (Zlinská, 2005, 2008; Túnyi et al., 2005) and Pozba Formation found in borehole HGŽ-3 Želiezovce in depth 200–770.5 m (Zlinská, 1996, 2004; Fordinál et al., 2002).

According to actuopaleontological reconstructions, the suggested paleoenvironment was shallow, marine neritic, with indication of a short period of decrease of oxygen content and later also with decrease of salinity.

Mineralia Slovaca, 45 (2013), 201 – 212
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Limnosilicity jastrabskej formácie v Kremnických a Štiavnických vrchoch – potenciálna surovina pre šperkárstvo na Slovensku

ĽUDMILA ILLÁŠOVÁ[1], IVAN KRAUS[1], ZUZANA PULIŠOVÁ[2] a MÁRIA ČAPLOVIČOVÁ[3]

[1]Fakulta prírodných vied Univerzity Konštantína Filozofa, Trieda A. Hlinku, 949 74 Nitra
[2]Slovenská akadémia vied, pracovisko Banská Bystrica, Ďumbierska 1, 974 01 Banská Bystrica
[3]Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Limnosilicites of the Jastrabá Formation in the Kremnica and Štiavnica hills (Western Carpathians) – Potential jewellery material in Slovakia

Article presents possible use of Slovak limnosilicites in a non-traditional way – in jewellery, after their mining for other purposes was fully stopped. Their use in jewellery is determined by their properties: suitable mineral composition, high hardness, good polishability and in some cases also their easy processability, texture and attractive colours. Limnosilicite samples from two deposits in Stará Kremnička – Jelšový potok (JP1e) and Hliník nad Hronom (HL) were analysed and compared. Analytical and technological methods (optical microscopy, X-ray diffraction analysis, infrared spectroscopy, raster electron microscopy and gemmological evaluation) proved that limnosilicites are a rather suitable jewellery material. Stones in which quartz is prevailing are more suitable, because they are more massive, less porous and harder. They are harder for cutting but better for polishing. The types containing opal-CT or opal-C are less suitable as they are more fragile.

Key words: limnosilicites, gemmological characteristics, Stará Kremnička – Jelšový potok, Hliník nad Hronom, Jastrabá Formation, Slovak Republic

Úvod

Horniny v šperkovej tvorbe doteraz nepredstavovali zaujímavý artefakt. Objavovali sa iba ojedinele v jednoduchých šperkoch ako „lacnejšie náhrady". Nezáujem o horniny v šperkovej tvorbe vyplýval z ich nedostatočného poznania na tieto účely. Na Slovensku sme nadviazali na aktivity konané v osemdesiatych rokoch minulého storočia, keď boli v bývalom Československu uskutočnené prvé prieskumné práce v rámci výskumnej úlohy „Drahé kamene ČSR". Na Slovensku bol koordinátorom a riešiteľom tejto úlohy Rudolf Ďuďa (Ďuďa et al., 1985; Peterec et al., 1992). Na výsledky výskumnej úlohy *Slovensko – drahé a ozdobné kamene* nadväzujeme. Dlhodobý projekt GÚ FPV UKF v Nitre *Overovanie výskytov a určovanie kvality slovenských šperkových materiálov* vychádza z predpokladu, že na Slovensku existujú suroviny vhodné na šperkové účely, ktoré je potrebné overiť z hľadiska kvality, technologických vhodností a získavania s prihliadnutím na ochranu prírodných zdrojov. Výskum slovenských materiálov na šperkové účely začal overovaním kvality obsidiánov ako najstaršej opracovávanej suroviny v období praveku. Bolo potvrdené, že sú nielen vhodným, ale aj estetickým materiálom na výrobu šperkov. Následne sa pristúpilo k hodnoteniu ďalších surovín. Prvé získané výsledky uvádzame práve z limnosilicitov.

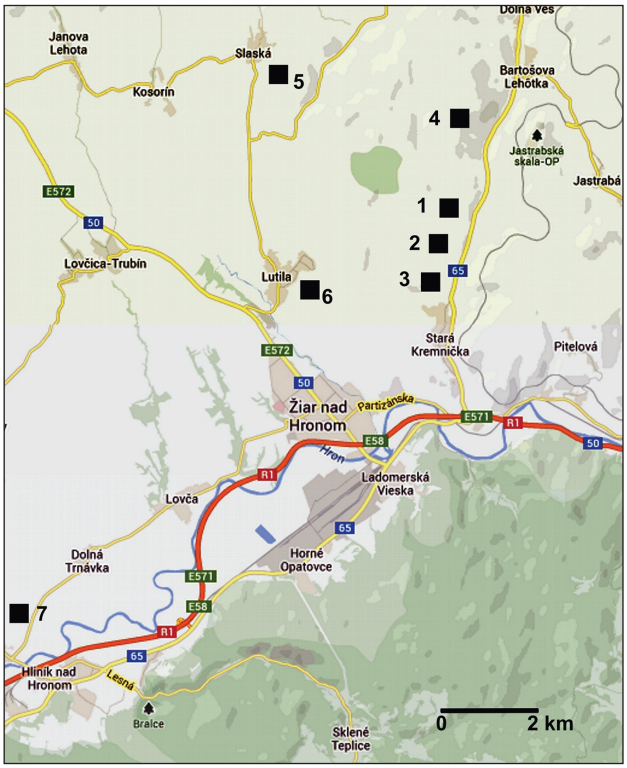
V slovenskej geologickej literatúre sa silicity vznikajúce súčasne s ryolitovým vulkanizmom kremnického a štiavnického stratovulkánu Západných Karpát v jazernom prostredí tradične označovali ako limnokvarcity. Na ich zložení sa okrem kremeňa mali podieľať aj cristobalit a chalcedón. Elzea et al. (1994) potvrdili, že mikrokryštalické formy SiO_2 (opál-CT a cristobalit) je možné odlíšiť 24-hodinovým testom pri teplote 1 025 °C. Následne v silicitoch označovaných v minulosti ako limnokvarcity, ako aj v bentonitoch, ktoré ich sprevádzajú a tvoria v nich tiež často prímes, zistili Gregor (2009), ako aj Uhlík et al. (2012) prítomnosť opálu-CT a absenciu cristobalitu. Keďže ide o horninu zloženú výlučne z rôznych foriem SiO_2 – okrem kremeňa to môže byť chalcedón, opál-CT a opál-C, je vhodnejšie používať označenie limnosilicit a nie limnokvarcit.

Limnosilicity z predmetnej oblasti patria k surovinám, ktoré boli využívané pravekým človekom od staršej doby kamennej (Hovorka a Illášová, 2002). Doloženou paleolitickou stanicou je lokalita Bartošova Lehôtka, na ktorej sa našlo množstvo štiepanej industrie, rôznych nástrojov a polotovarov (Bárta, 1991). Okrem primárnych výskytov sa limnosilicity nachádzajú aj v náplavoch Hrona a Žitavy (Mišík, 1975).

V dôsledku svojej tvrdosti a dobrej opracovateľnosti boli už v dávnej dobe veľmi vhodné na výrobu úžitkových predmetov s jednou ostrou hranou. Takto sa stali v staršej dobe kamennej (paleolite) spolu s rádiolaritmi vedúcou surovinou na výrobu čepeľovitých nástrojov dennej potreby. Následne sa nástroje z limnosilicitov

opisovanej proveniencie nachádzajú aj na sídliskách mladšej doby kamennej (neolite a eneolite) a tiež aj na sídliskách a pohrebiskách staršej doby bronzovej. Rezné nástroje alebo hroty šípov bojovníka či lovca tvorili súčasť hrobovej výbavy alebo ostatný sídliskový materiál. Potvrdzujú to mnohé nálezy z archeologických lokalít, napr. Brodzany pri Topoľčanoch, Mariánsky vŕšok pri Prievidzi, Veľké Stankovce pri Trenčíne, Žabokreky nad Nitrou, Golianovo, Horné Lefantovce a pod.. Limnosilicity nestratili svoj nadregionálny význam ani v stredoveku a novoveku. Najskôr sa používali v okolitých krajinách na výrobu mlynských kameňov, až pokiaľ ich na začiatku 20. storočia nenahradili kovové valce. Po druhej svetovej vojne sa používali na výrobu silexových kociek. Vykladali sa nimi bubny na mletie kremitých hmôt, ako aj na výstelku vysokých pecí. Na tieto účely sa v rokoch 1963 – 1970 ťažili predovšetkým na ložisku Bartošova Lehôtka (Hruškovič, 1971).

Rozsiahly geologický prieskum limnosilicitov predovšetkým na JZ okraji kremnického stratovulkánu prebiehal počas 60. rokov minulého storočia (Ciesarik a Očenáš, 1964; Beňo a Očenáš, 1968). Výsledkom bol výpočet zásob limnosilicitov na ložiskách Bartošova Lehôtka, Stará Kremnička – Kotlište, Slaská – Kypec, Kopernica, Lutila, Žiar nad Hronom – Podháj a v štiavnickom stratovulkáne v lokalite Hliník nad Hronom. Najvýznamnejším z nich sa stalo ložisko Stará Kremnička – Kotlište, na ktorom sa limnosilicit ťažil na výrobu ferosilícia vo Ferosiliciových závodoch, a. s., Istebné v období 1969 až 1993. Ročne sa ťažilo od 90 do 160 kt (Kraus a Kužvart, 1987). Ťažba sa zastavila po zmene technologického postupu pri jeho výrobe pre nezáujem odberateľa. V roku 1998 bol podaný návrh na zrušenie výmeru zásob z roku 1965 v množstve 4 784 557 t. Ložisko sa rekultivovalo a limnosilicit sa na žiadne ostatné aplikácie (kovový Si, silexové kocky, dinas, čistenie vody) na tomto ani na žiadnom inom ložisku nevyužíva a prestal sa evidovať ako nerastná surovina.



Obr. 1. Schéma odberu vzoriek limnosilicitov jastrabskej formácie. 1 – Stará Kremnička – Jelšový potok: južná stena prvej a tretej etáže bentonitového ložiska; 2 – Stará Kremnička – Potôčik; 3 – Stará Kremnička – Kotlište; 4 – Bartošova Lehôtka; 5 – Slaská; 6 – Lutila; 7 – Hliník nad Hronom.

Fig. 1. Limnosilicite sampling sites in the Jastrabá Formation. 1 – Stará Kremnička – Jelšový potok: southern side of the first and third exploitation levels of a bentonite deposit; 2 – Stará Kremnička – Potôčik; 3 – Stará Kremnička – Kotlište; 4 – Bartošova Lehôtka; 5 – Slaská; 6 – Lutila; 7 – Hliník nad Hronom.

Geologická, genetická a ložisková pozícia limnosilicitov

Geologickej pozícii limnosilicitov predovšetkým v kremnickom stratovulkáne venovali pozornosť už prví geológovia pracujúci na území Slovenska – Pettko, 1847, 1852 (in Turan, 1958) a Štúr, 1867 (in Ciesarik, Očenáš, 1964). Prvý z nich poukázal na základnú a do dnešných čias platnú spojitosť a genetickú väzbu limnosilicitov s ryolitovým vulkanizmom. Druhý v nich opísal zvyšky vodných rastlín: *Phragmites ungeri, Typhea ungeri* a *Glyptostrobus europaens*. Kettner (1923, 1928) ich prvýkrát podrobnejšie charakterizoval a Turan (1958) ich detailne zmapoval na území medzi Lutilou a Slaskou. Fiala (1961) ich dával do súvisu s horúcimi prameňmi kremnického epitermálneho systému.

Podľa súčasných poznatkov limnosilicity v kremnickom a štiavnickom stratovulkáne sú súčasťou jastrabskej formácie, ktorú definovali Konečný et al. (1983). Predstavuje priestorovo nesúvislý súbor dajok, extrúzií, lávových prúdov a vulkanoklastík najčastejšie ryolitového, menej často ryodacitového zloženia. Vulkanická aktivita jastrabskej formácie sa odohrala v intervale 12,2 – 11,4 Ma, čo zodpovedá vrchnému sarmatu – najspodnejšiemu panónu (Chernyshev et al., 2013). Celá formácia sa vyznačuje výraznou väzbou na S – J (SV – JZ) zlomové systémy a je súvisle rozšírená len v južnej a východnej časti Žiarskej kotliny a v priľahlých častiach kremnického a štiavnického stratovulkánu. Nachádzajú sa v nej významné ložiská perlitov, bentonitov a zeolitov.

Autori správ o geologickom prieskume limnosilicitov na ložisku Stará Kremnička – Kotlište vysvetľovali ich vznik prenikaním roztokov s vysokým obsahom SiO_2 do vodného prostredia, ktoré malo močiarovitý až jazerný charakter (Zuberec a Očenáš, 1973). Neskoršie na priamu či nepriamu súvislosť pri vzniku limnosilicitov a alteráciou produktov ryolitového vulkanizmu s kremnickým hydrotermálnym systémom poukázali Kraus et al. (1994). Lexa a Bartalský (1999) vyslovili hypotézu o laterálnom odtoku fluidovo-kremnického epitermálneho systému južným smerom a limnosilicity, ako aj vznik bentonitov dali do priameho súvisu s týmto procesom. Potvrdenie alebo vyvrátenie tejto hypotézy sa stalo predmetom výskumu v rozsiahlej záverečnej správe (Demko ed., 2010).

Cieľ práce

Cieľom tejto práce je overiť možnosť využívania limnosilicitov v netradičnom odvetví – v šperkárstve po úplnom zastavení ich ťažby. Predurčuje ich na to vhodné minerálne zloženie, vysoká tvrdosť, dobrá leštiteľnosť a v niektorých prípadoch aj vhodná opracovateľnosť, textúra a atraktívne sfarbenie.

Materiál

Z limnosilicitov jastrabskej formácie sme v rokoch 2012 – 2013 na splnenie vyššie uvedeného cieľa odobrali vzorky z nasledujúcich lokalít, znázornených na schéme na obr. 1.

1A. *Stará Kremnička – Jelšový potok (JP1e):* južná stena prvej etáže ťažobnej jamy bentonitového ložiska.

Vystupujú tu lavice limnosilicitov v nadloží bentonitizovaných ryolitov a ryolitových tufov s hrúbkou od 2 do 5 m. Smerná dĺžka tohto východu dosahuje približne 30 m. V bazálnej časti vystupujú skôr sivočierne limnosilicity s fosilizovanou organickou hmotou. V apikálnej časti prevládajú limnosilicity svetlejších farebných odtieňov (od tmavosivých po svetlosivé). Podľa Lexu et al. (in Demko ed., 2010) prevažne svetlé, laminované limnosilicity bez organických zvyškov indikujú depozíciu v distálnej zóne horúcich prameňov pri teplote vzniku pod 35 °C.

1B. *Stará Kremnička – Jelšový potok (JP3e):* južná stena tretej etáže ťažobnej jamy bentonitového ložiska.

Vystupujú tu lavice prevažne masívneho limnosilicitu, lokálne silne popraskaného. Dva základné farebné odtiene: svetlo- a tmavosivý plynule vzájomne do seba prechádzajú. Celková hrúbka lavíc sa pohybuje v rozmedzí 3 – 4 m, so smernou dĺžkou okolo 25 m.

2. *Stará Kremnička – Potôčik (SKP).* Odkryv, v ktorom sa striedajú lavice limnosilicitu s bentonitizovanými ryolitovými tufmi.

3. *Stará Kremnička – Kotlište (SKK).* V druhej polovici minulého storočia najvýznamnejšie a jediné ťažené ložisko limnosilicitu v jastrabskej formácii. Podľa Ciesarika a Očenáša (1964) limnosilicity tvoria dve polohy. Hlavná je rozšírená na celom overenom ložisku s pravidelnou hrúbkou od 15 do 20 m. V limnosilicitoch sú lokálne prítomné polohy tmavých ílov, lignitu a tufitov. Vrchná poloha je maximálne 6 m hrubá a na značnej časti ložiska bola odstránená eróziou. V obidvoch polohách sú v značnom množstve prítomné fosilizované zvyšky rastlín a sporadicky úlomky rozsievok. Takýto litologický vývoj limnosilicitov na ložisku Stará Kremnička – Potôčik poukazuje na depozíciu v stagnujúcej plytkej limnickej panvičke s redukčným prostredím, v ktorom dochádzalo k hromadeniu organickej hmoty a k obmedzeniu intenzívnejšej cirkulácie.

4. *Bartošova Lehôtka (BL).* Jamový lom limnosilicitu otvorený a ťažený začiatkom 60. rokov minulého storočia. Dnes už neprístupný.

5. *Slaská (SL).* Jamový lom limnosilicitu otvorený v 50. rokoch minulého storočia, prevažne svetlej farby.

6. *Lutila (LU).* Povrchové východy limnosilicitov hnedasto-sivej farby.

7. *Hliník nad Hronom (HL).* Limnosilicity tu vystupujú na povrch na južnom okraji kóty Panská hora. Podľa Lexu, 2010a (in Demko ed., 2010), ide o ryolitový kryptodóm patriaci do skupiny plytko uložených extrúzií lakolitového typu. Zaraďujú sa do skupiny stredných členov jastrabskej formácie a sú už súčasťou štiavnického stratovulkánu. Na JZ okraji v nadloží ryolitov Panskej hory vystupujú mladšie členy jastrabskej formácie – limnické a lakustrické silicity, ktorých súčasťou sú aj sledované limnosilicity. Tvoria viacero polôh a vo dvoch z nich, ktoré sa v minulosti odkryli ťažbou, sa odobrali vzorky na overenie ich vhodnosti na šperkárske účely. Pomerne často sa v nich nachádzajú silicifikované drevá.

Metodika

Optická polarizačná mikroskopia

Metódou optickej polarizačnej mikroskopie sa umožňuje študovať štruktúru a minerálne zloženie hornín pomocou výbrusov. Na analýzu boli vybraté makroskopicky opísané vzorky limnosilicitov rôznej kvality a farebnej variability. Mikroskopické výbrusy z limnosilicitov boli vyhotovené v GÚ SAV v Bratislave. Analyzované boli polarizačným mikroskopom typu LEICA medzi skríženými nikolmi a fotografované mikroskopom modelu PM2, Kvant s digitálnou CCD kamerou (Moticam, China) pri 40-násobnom zväčšení. Fotodokumentácia vzoriek bola realizovaná na Katedre botaniky a genetiky a v Gemologickom ústave FPV UKF v Nitre (doc. RNDr. R. Omelka, PhD., a doc. Illášová). Použil sa aj počítačový softvér Motic Live Imaging Module (Motic China Group Co., Ltd.).

Röntgenová difrakčná analýza

Práškové neorientované preparáty prírodných vzoriek sa analyzovali v Geologickom ústave SAV v Bratislave na difraktometri Philips PW 1710 (Cu Kα žiarenie, napätie 35 kV, prúd 20 mikroampérov, krok 0,02° 2Θ, expozičný čas 2 s/krok s použitím grafitového monochromátora). Meral sa interval 4 – 64° 2Θ. Analyzované vzorky sú zoradené v tab. 1, 2, 3 podľa klesajúcej intenzity.

Infračervená spektroskopia

Analyzovali sa vzorky pomleté pod 0,16 mm. Na získanie spektier sa použila technika homogenizácie a lisovania KBr tabliet (zmes 1 mg vzorky a 200 mg KBr). Meranie bolo robené pomocou FTIR spektrometra Nicolet 6700, ktorý bol vybavený KBr rozdeľovačom lúča a DTGS detektorom v Ústave anorganickej chémie SAV v Bratislave.

Rastrovacia elektrónová mikroskopia

Vzorky pre rastrovaciu elektrónovú mikroskopiu (SEM) boli v achátovej miske pripravené na práškovú formu. Následne sa obojstranne prilepili uhlíkovou lepiacou páskou na Cu-podložku a boli pouhlíkované. Obrázky sa

Tab. 1
Intenzita difrakčných maxím s hodnotami d (Å) limnosilicitov jastrabskej formácie, ktoré sú zložené z kremeňa (limnosilicity typu 1)
Intensities of peaks with d (Å) values of limnosilicites from the Jastrabá Formation, which consist of quartz (limnosilicites of the type 1)

	Kremeň		Vrstevnatý silikát
Vzorka	3,34 Å	4,26 Å	4,44 Å
BL 5708	8 464	1 673	
JP1e 5692/4	7 586	1 149	76
JP3e 5715/A	7 582	1 180	
JP3e 5714	7 438	1 120	
JP3e 5717	7 288	1 115	
HL 5699/11	7 039	1 089	
SKK 5703	6 906	1 163	79
JP3e 5716	6 561	1 043	62
HL 5697/9	6 464	980	50
HL 5698/10	6 304	980	60
JP1e 5690/2A	6 115	918	74
JP1e 5694/6	5 898	924	85
JP1e 5701	5 776	870	85
JP3e 5705	5 565	847	52
HL 5696/8	4 720	615	137

Vysvetlivky: JP1e – južná stena prvej etáže bentonitového ložiska Stará Kremnička – Jelšový potok; JP3e – južná stena tretej etáže bentonitového ložiska Stará Kremnička – Jelšový potok; BL – Bartošová Lehôtka; SKK – Stará Kremnička – Kotlište; HL – Hliník nad Hronom.
Explanations: JP1e – southern wall of the first bentonite exploitation level at Stará Kremnička – Jelšový potok deposit; JP3e – southern wall of the third bentonite level at Stará Kremnička – Jelšový potok deposit; BL – Bartošova Lehôtka deposit; SKK – Stará Kremnička – Kotlište deposit; HL – Hliník nad Hronom deposit.

snímali pri použití sekundárnych elektrónov pri pracovnej vzdialenosti 39 mm, prúde $1 \cdot 10^{-9}$ A a pri urýchľovacom napätí 15 kV na prístroji Jeol JXA-840A na Katedre ložiskovej geológie PRIF UK v Bratislave.

Gemologické spracovanie limnosilicitov

Limnosilicity, ktoré boli predmetom gemologického výskumu (určenie vhodnosti technologického opracovania na šperkové použitie), pochádzajú z dvoch lokalít: Starej Kremničky a Hliníka nad Hronom. Najvhodnejším typom výbrusu na šperkárske využitie limnosilicitov je výbrus kabošon*. Naopak, na zbierkové účely, kde stačí naleštenie jednej plochy, je vhodnejšie využiť rovinné brúsenie (Turnovec a Illášová, 2009).

Postup opracovania limnosilicitov

Samotnému brúseniu predchádza výber suroviny vhodnej na spracovanie. Vo všeobecnosti platí, že výber vhodnej suroviny je zameraný vždy na najlepšiu kvalitu. Spracovávaný materiál musí byť bez prasklín, s výraznou farbou alebo zaujímavou kresbou, čo spolu s vysokým leskom určuje dobrú kvalitu kameňa (Turnovec et al., 1992; Fischer, 1995). V prípade limnosilicitov zvláštnosť a krásu kameňa dotvárajú aj uzatvorené zvyšky rastlín.

Turnovec et al. (1992) rozdeľuje brúsenie kabošonov na niekoľko operácií: tmelenie suroviny na kamenársky kolíček, tvarovanie, hladenie, leštenie.

1) Tmelenie suroviny na kamenársky kolík: narezanú surovinu tmelíme na kamenársky kolík pomocou liehového kahana. Kahanom nahrievame tmel aj tmelenú surovinu. Zahriaty kameň sa vsadí do vrstvy tmelu tak, aby sa opieral o hranu kamenárskeho kolíka (obr. 2). Tmel musí byť dostatočne plastický a tvárny (Turnovec et al., 1992). Limnosilicity sú veľmi odolné a neprekáža, keď sú počas tmelenia viac nahriate, s výnimkou suroviny, kde bol vyšší predpoklad opálovej zložky. Tá pri vyššej teplote spôsobuje praskanie kameňa a s takou surovinou je potrebné pracovať opatrne s použitím vhodného tmelu. Pri brúsení limnosilicitov bol použitý typ tmelu Dop Wax Black na tmelenie suroviny s vyšším predpokladom opálovej zložky a Dop Wax Diamond na surovinu s vyšším podielom chalcedónu.

2) Tvarovanie kabošonov (hrubé a jemné brúsenie): po stuhnutí tmelu je prvým krokom hrubé brúsenie, počas ktorého sa zbrúsia nerovnosti a hrany kameňa. Takýto hrubopracovaný kameň sa potom brúsi do požadovaného tvaru na horizontálnej alebo vertikálnej brúske pomocou vhodného brúsiaceho kotúča. Zrnitosť kotúča sa udáva v tvare zlomku, kde čitateľ predstavuje horný a menovateľ dolný medzný rozmer hlavnej frakcie v μm (Turnovec et al., 1992; Turnovec a Illášová, 2009). Väčšina brúsiek vyvinutých špeciálne na brúsenie kameňov má približne 1 000 otáčok/min. (Fischer, 1995). V prípade brúsenia



Obr. 2. Surovina natmelená na kamenárskom kolíku (vľavo); vybrúsený a vyhladený oválny kabošon (vpravo).

Fig. 2. Raw stone glued to a stonework pin (left); cut and a polished oval cabochon (right).

**Kabošon je typ výbrusu kameňa a je odvodený od francúzskeho slova cabochon (v preklade plešina, holá hlava). Výbrus má dve časti – vrchnú, vypuklú (konkávnu), a spodnú, ktorá je najčastejšie rovná, avšak môže byť aj mierne vypuklá. Miesto, kde sa stretáva vrchná a spodná časť výbrusu, tvorí úzky pás (lem) po obvode kameňa, ktorý sa nazýva rundista a uľahčuje osadenie kameňa do šperku (Turnovec et al., 1992). Tvar kabošonov môže byť rôzny, od pravidelných okrúhlych, oválnych či štvorcových tvarov až po nepravidelné. Vo veľkej miere to závisí od „kresby" kameňa a fantázie brusiča.*

limnosilicitov bol použitý sintrovaný diamantový kotúč s priemerom 150 mm a zrnitosťou 160/125 pri 1 200 otáčkach/min.. Pri hrubom brúsení je potrebné nechať prídavok materiálu na jemné dobrusovanie približne 0,2 mm. Počas jemného brúsenia dáme kameňu presný tvar a rozmery. Pri jemnom brúsení limnosilicitov bol použitý sintrovaný diamantový kotúč priemeru 150 mm, zrnitosti 40/36 pri 1 200 otáčkach/min..

3) Hladenie kabošonov: na hladenie povrchu kabošonu sa používa voľné brúsne zrno nanesené na vhodnom podložnom kotúči. Najčastejšie sa využívajú kotúče vyrobené z dreva ovocných stromov, napr. z hrušky. Pre kabošony z veľmi tvrdých materiálov sa používajú olovené kotúče. Do podložného kotúča sú vyhĺbené drážky, ktoré svojimi rozmermi zodpovedajú rozmerom vyrábaných kabošonov. Hladiaci podložný kotúč sa potrie zmesou jemného karborundového prášku a vody (Turnovec et al., 1992). Vytvarovaným kameňom sa pohybuje krúživým pohybom v drážke, ktorá mu je rozmerovo najbližšie. Rýchlosť hladenia v nemalej miere závisí od kvality jemného brúsenia.

4) Leštenie kabošonov: Postup leštenia je v podstate zhodný s hladením, ale používajú sa iné podložné kotúče a iné leštiace prášky. Na leštenie kremenných surovín sa používajú filcové kotúče alebo textilné podložky nalepené na drevených kotúčoch (Turnovec et al., 1992). Na leštenie limnosilicitov bol použitý filcový kotúč a ako leštiaci materiál bola použitá zmes oxidu ceričitého (Cerox) a vody. Rýchlosť leštenia závisí od kvality vyhladenia. Celý postup je potrebné priebežne kontrolovať. Vyleštené kamene sa odtmelia z kolíka a vyčistia sa denaturovaným liehom.

Stanovenie nasiakavosti

Vo vzorkách určených na vybrusovanie boli stanovené hodnoty nasiakavosti. Nasiakavosť je pomer hmotnosti vody pohltenej vzorkou k hmotnosti vzorky vysušenej do ustálenej hmotnosti. Vyjadruje sa v percentách hmotnosti

Tab. 2
Intenzita difrakčných maxím s hodnotami d (Å) limnosilicitov jastrabskej formácie, ktoré sú zložené z kremeňa s prímesou opálu-CT ± opálu-C, ktorý zatiaľ nie je spoľahlivo doložený (limnosilicity typu 2)
Intensities of peaks with d (Å) values of limnosilicites from the Jastrabá Formation, which consist of quartz with admixture of opal-CT ± opal-C, which has not been supported with reliable evidence yet (limnosilicites of the type 2)

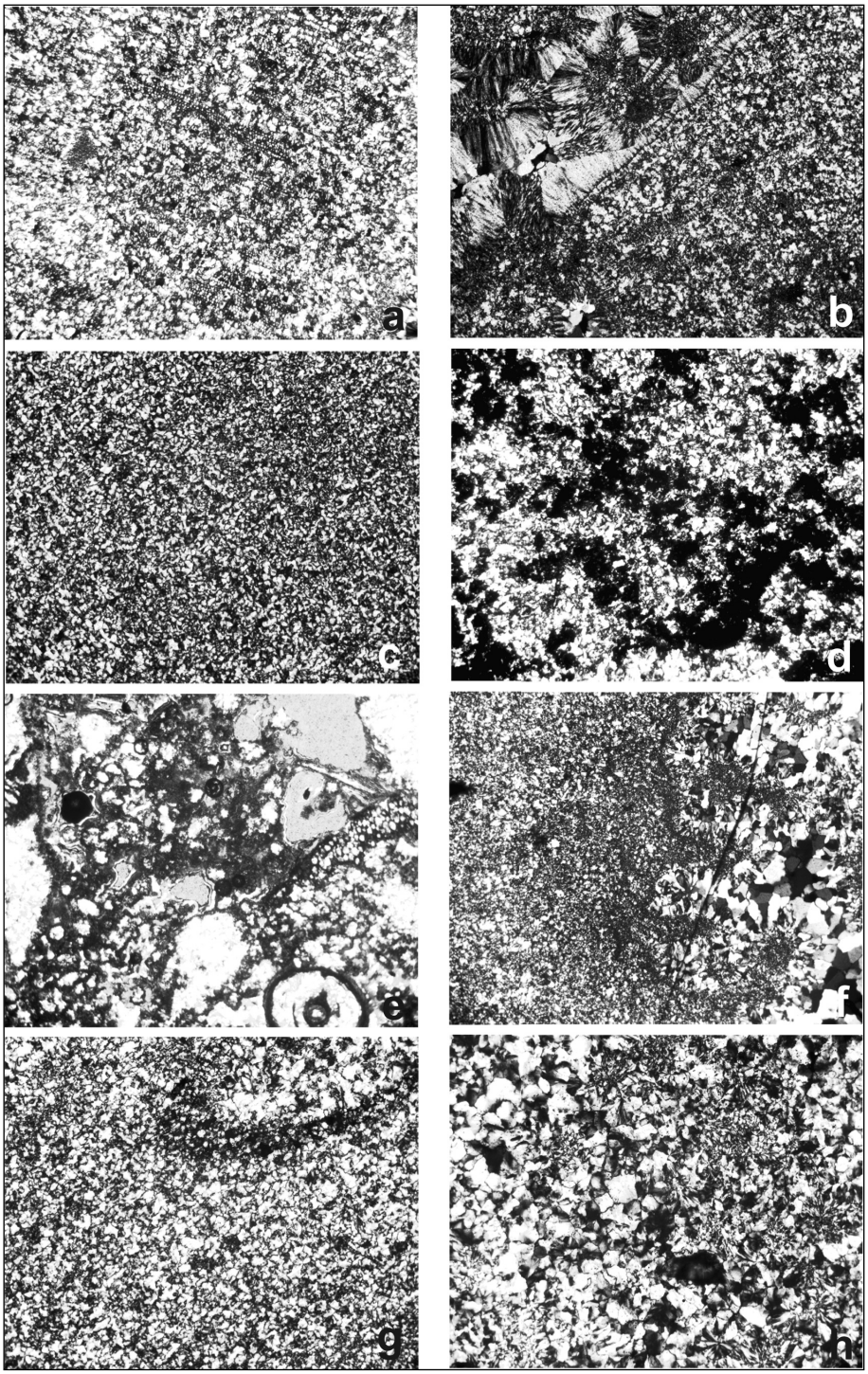
			Opál-C		Opál-C	Opál-C		
	Kremeň			Opál-CT			Vrstevnatý silikát	Poznámka
Vzorka	3,34 Å	4,26 Å	4,1 Å	4,33 Å	2,51 Å	3,1 Å	4,44 Å	
SKK 5709	7 225	1 354	71	240	–	–	72	nie 4,33, ale 4,30
HL 5700A	6 922	1 082	106	–	–	–	–	nie 4,33, ale 4,30
SKK 5712	6 839	1 122	–	177	–	–	79	nie 4,33, ale 4,31
LU5711	5 883	894	–	216	–	55	121	nie 4,33, ale 4,31
JP1e 5689/1A	5 242	762	–	139	–	71	119	
SL 5707/A	4 679	620	106	253	–	79	142	nie 4,1, ale 4,09
SKK 5713	4 409	511	–	199	–	83	139	
SL 5707/B	4 316	620	–	256	–	67	130	
HL 5700/B	4 212	745	292	196	stopy	–	–	
SL 5706	3516	372	–	204	–	114	225	

Vysvetlivky: LU – Lutila; SL – Slaská.
Explanations: LU – Lutila deposit; SL – Slaská deposit.

Tab. 3
Intenzita difrakčných maxím s hodnotami d (Å) limnosilicitov jastrabskej formácie, ktoré sú zložené z opálu-CT ± opálu-C ± kremeňa (limnosilicity typu 3)
Intensities of peaks with d (Å) values of limnosilicites from the Jastrabá Formation, which consist of opal-CT ± opal-C ± quartz (limnosilicites of the type 3)

			Opál-C		Opál-C	Opál-C		
	Kremeň			Opál-CT			Vrstevnatý silikát	Kalcit
Vzorka	3,34 Å	4,26 Å	4,1 Å	4,33 Å	2,51 Å	3,1 Å	4,44 Å	3,03 Å
SL 5710	–	–	502	299	stopy	–	96	–
SKP 5704	189	–	635	445	stopy	–	–	289
JP1e 5695/7A	384	–	1 253	615	328	–	–	–
JP1e 5693/5A	454	–	1 156	630	320	–	–	85
JP1e 5695/7B	767	590	1 076	543	286	–	–	–
JP1e 5693/5B	778	615	1 037	576	259	–	–	–
JP1e 5690/2B	1 980	615	801	493	–	–	92	–
JP1e 5689/1B	2 852	552	454	342	144	85	156	–

Vysvetlivky: SKP – Stará Kremnička – Potôčik.
Explanations: SKP – Stará Kremnička – Potôčik deposit.



Obr. 3. a – Vzorka JP1e, č. výbrusu 5689/1B: biely limnosilicit, ktorý sa prerastá s čiernym; vo vzorke sú prítomné obidva minerály – kremeň aj opál CT. Kremeň prevláda nad CT. Kremeň je viditeľný mikroskopicky, je jemnozrnný a rovnomerne zrnitý. Zv. 40x, II nikoly; **b** – Vzorka JP1e, č. výbrusu 5690/2A, 1. odber. Sivý limnosilicit, ktorý sa prerastá s bielym. Vo vzorke je prítomný jednoznačne jemnozrnný kremeň a drobné žilky radiálne lúčovitého chalcedónu. Zv. 40x, II nikoly; **c** – Vzorka JP1e, č. výbrusu 5695/7B, 2. odber. Makroskopicky ide o silicifikovaný konár s výraznými letokruhmi, v mikroskopickom výbruse sú viditeľné rastlinné pletivá (bunky). Okolo pletív sa nachádza kremeň. Vzorka JP1e, č. výbrusu 5695/7A, 2. odber. Silicifikovaný konár s výraznými letokruhmi, obsahuje málo kremeňa. Zv. 40x, II nikoly; **d** – Vzorka JP1e, č. výbrusu 5693/5A, 2. odber. Laminovaný limnosilicit, biely – zemitý, prerastá sa so sivým – sklovitejším. Obsahuje kremeň. Zv. 40x, II nikoly; **e** – Vzorka HL, č. výbrusu 5696/8. Červeno--sivý limnosilicit s masívnou textúrou. Vo vzorke prevláda kremeň. Zv. 40x, II nikoly; **f** – Vzorka HL, č. výbrusu 5697/9. Sivo-hnedý limnosilicit s masívnou textúrou. Vo vzorke prevláda kremeň. Zv. 40x, II nikoly; **g** – Vzorka HL, č. výbrusu 5698/10. Sivo-hnedý limnosilicit sa prerastá so sivým „zrnitým", akoby drveným limnosilicitom. Vo vzorke prevláda kremeň. Zv. 40x, II nikoly; **h** – Vzorka HL, č. výbrusu 5699/11. Silicifikované drevo svetlohnedej farby. Vo vzorke je prítomný len kremeň. Zv. 40x, II nikoly.

Fig. 3. a – Sample JP1e, thin-section 5689/1B: white limnosilicite overgrown with black one; both minerals – quartz and opal CT – are present in the sample, while quartz prevails CT. The quartz is microscopic, fine-grained and evenly granular; **b** – Sample JP1e, section 5690/2A, 1st sampling. Grey limnosilicite overgrown with white one. Finely granular quartz and tiny veinlets of radial chalcedony are present in the sample; **c** – Sample JP1e, section 5695/7B, 2nd sampling. Macroscopic observation reveals silicified tree bough with noticeable growth rings; in its microscopic section plant tissues (cells) are discernible. The tissues are surrounded by quartz. Sample JP1e, section 5695/7A, 2nd sampling. Silicified wood with noticeable growth rings, low content of quartz; **d** – Sample JP1e, section 5693)/5A, 2nd sampling. Lamellar limnosilicite, white earthy limnosilicite overgrown with grey glassy one. Quartz included; **e** – Sample HL, section 5696/8. Red-grey limnosilicite with massive texture. Quartz prevails in the sample; **f** – Sample HL, section 5697/9. Grey-brown limnosilicite with massive texture. Quartz prevails in the sample; **g** – Sample HL, section 5698/10. Grey-brown limnosilicite, overgrown with grey "granular", like grinded limnosilicite. Quartz prevails in the sample; **h** – Sample HL, section 5699/11. Silicified wood of light brown colour. The sample includes merely quartz.

vysušenej vzorky. Hodnoty nasiakavosti boli robené štandardným postupom skôr, ako sa časť vzoriek použila na ostatné analýzy.

Výsledky a diskusia

Optická polarizačná mikroskopia

Mikroskopické výbrusy boli vyhotovené z 8 vzoriek limnosilicitov (obr. 3a – 3h), z ktorých 4 vzorky boli z lokality Stará Kremnička – Jelšový potok (JP1e) a 4 vzorky z lokality Hliník nad Hronom (HL).

Optickou polarizačnou mikroskopiou boli sledované štruktúry a minerálne zloženie limnosilicitov (zv. 40x, II nikoly). Jasne viditeľný je kremeň, ktorý vytvára ostrohranné, allotriomorfne obmedzené zrná približne rovnakých veľkostí (napr. obr. 3b – 3c). Jemnozrnnejšie frakcie kremeňa sa zatiaľ vyskytovali skôr v limnosilicitoch z lokality Stará Kremnička – Jelšový potok, ako z limnosilicitov z lokality Hliník nad Hronom, na toto tvrdenie je však potrebné väčšie množstvo výbrusov. Chalcedón tvorí ďalšiu zložku limnosilicitov. Vytvára vláknité agregáty usporiadané pod mikroskopom do radiálne lúčovitej stavby (napr. obr. 3b). V polohe zhášania sa objavujú vždy nové vlákna. Viditeľné sú rastlinné pletivá, ktoré indikujú, že išlo pôvodne o rastlinný materiál, ktorý podľahol silicifikácii (napr. obr. 3c, 3e). Ďalej sú v mikroskope viditeľné jemné pukliny a póry, prázdne alebo vyplnené po okrajoch chalcedónom. Predpokladáme aj prítomnosť opálu, ktorý je v mikroskope ťažko alebo takmer nerozlíšiteľný, v prechádzajúcom svetle je zakalený alebo podobný sklu. V limnosilicitoch bol identifikovaný iba röntgenograficky.

Röntgenová prášková difrakčná analýza

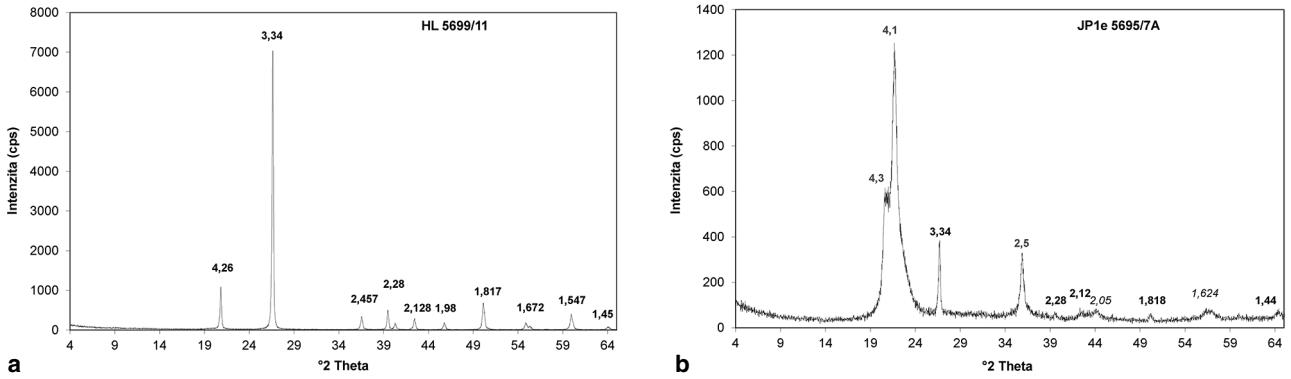
V prácach spadajúcich približne do obdobia pred rokom 1970 zaoberajúcich sa prítomnosťou minerálov zo skupiny SiO_2 v bentonitoch sa difrakčné maximum plochy 101 s hodnotou d 4,04 – 4,10 Å pripisovalo cristobalitu. K zmene prispeli práce Jonesa a Segnita (1971), Flörkeho et al. (1991) a Graetscha (1994), na základe ktorých sa vyčlenili tri základné typy amorfného a mikrokryštalického SiO_2: opál-A, opál-CT a opál-C. Všetky vykazujú rozdielny stupeň usporiadania štruktúry. Prvý z nich sa považuje za amorfný a ďalšie dva za mikrokryštalické. Opál-CT má vo variabilnom pomere zastúpené difrakčné maximum s hodnotou d 4,04 – 4,10 Å patriace cristobalitu a difrakčné maximum s hodnotou d 4,30 Å patriace tridymitu. Pri opále-C s predpokladaným najvyšším stupňom usporiadania štruktúry absentuje predovšetkým difrakčné maximum s hodnotou d 4,30 Å.

V študovaných limnosilicitoch jastrabskej formácie má celkové vedúce postavenie kremeň a lokálne opál-CT ± opál-C. Prítomnosť opálu-CT a opálu-C potvrdil Gregor (2009, 2010). Kalcit je akcesoricky prítomný výnimočne (tab. 3, vzorky SKP5704; JP1e5693). Vo viacerých vzorkách sú prítomné inklúzie vrstevnatých silikátov, pravdepodobne smektitu alebo kaolinitu, na prítomnosť ktorých poukazuje difrakčné maximum s hodnotou d 4,44 Å.

Na základe minerálneho zloženia zisteného pomocou röntgenovej práškovej difrakčnej analýzy sa študované vzorky limnosilicitov jastrabskej formácie vyčlenili do troch typov.

Typ 1: Patria tu limnosilicity, na zložení ktorých sa z minerálov zo skupiny SiO_2 podieľa výlučne kremeň bez prítomnosti mikrokryštalických foriem SiO_2 – opálu-CT, resp. opálu-C (tab. 1, obr. 4a). Tento typ limnosilicitu je najviac zastúpený na južnej stene tretej etáže bentonitového ložiska Stará Kremnička – Jelšový potok (JP3e) a v lokalite Hliník nad Hronom (HL).

Typ 2: Patria tu limnosilicity, na zložení ktorých sa podieľa kremeň s variabilnou prímesou opálu-CT ± opálu-C (tab. 2, obr. 4b). Difrakčné maximum opálu-CT pri hodnote d 4,33 Å je prítomné vo všetkých do tohto typu zaradených vzoriek. Výnimkou je vzorka SL 5700A, kde je prítomné difrakčné maximum patriace výlučne opálu-C, ale veľmi



Obr. 4. a – Rtg. difrakčný záznam (XRD pattern) limnosilicitu z lokality Hliník nad Hronom. Všetky difrakčné maximá (peaks) patria kremeňu (quartz); **b** – Rtg. difrakčný záznam limnosilicitu z južnej steny prvej etáže bentonitového ložiska Stará Kremnička – Jelšový potok. Difrakčné maximá (peaks) d 4,3 Å; 4,1 Å; 2,5 Å patria opálu-CT ± opálu-C. Ostatné difrakčné maximá patria kremeňu. Difrakčné maximá vytlačené kurzívou sa nepodarilo identifikovať.

Fig. 4. a – X-ray diffractive pattern (XRD pattern) of limnosilicite from the deposit at Hliník nad Hronom. All diffractive peaks pertain to quartz; **b** – XRD pattern of limnosilicite from the southern wall of the first bentonite exploitation level at Stará Kremnička – Jelšový potok deposit. Diffractive peaks d 4.3 Å; 4.1 Å; 2.5 Å pertain to opal-CT ± opal-C. Remaining diffractive peaks pertain to quartz. Diffractive peaks in italics were not identified.

slabej intenzity, a preto sa nedá s istotou hovoriť o jeho prítomnosti. Tento typ limnosilicitu je v jastrabskej formácii z analyzovaných vzoriek najviac zastúpený na bývalých ložiskách Slaská (SL) a Stará Kremnička – Kotlište (SKK).

Typ 3: K tretiemu typu patria limnosilicity, v ktorých má dominantné postavenie opál-CT s možnou, ale zatiaľ spoľahlivo nepotvrdenou prítomnosťou opálu-C a menšou, prípadne žiadnou prítomnosťou kremeňa (tab. 3). Z tohto pohľadu má výnimočné postavenie vzorka SL5710 zo Slaskej s úplnou absenciou kremeňa. Aj v ostatných vzorkách tohto typu možno prítomnosť kremeňa považovať za nie vysokú. Okrem už spomínanej vzorky zo Slaskej a jej analógu z lokality Stará Kremnička – Potôčik (SKP) všetky ostatné pochádzajú z prvej etáže južnej steny bentonitového ložiska Stará Kremnička – Jelšový potok (JP1e). Ide o svetlosivé limnosilicity s vyvinutou laminációu. Podľa Lexu (2010b) predstavujú uloženiny distálnej fácie horúcich prameňov, ktoré je skôr vhodné považovať za kremité sintre s teplotou vzniku pod 35 °C. V našom prípade ide o vzorky JP1e (tab. 3).

Infračervená spektroskopia (IČ)

Výsledky získané pomocou IČ potvrdili, že na zložení limnosilicitov jastrabskej formácie sa podieľajú vo variabilnom vzájomnom zastúpení kremeň a opál-CT ± opál-C. IČ spektrum kremeňa sa vyznačuje prítomnosťou vibračných pásov 1 166, 1 090, 798, 780, 694, 514 a 464 cm^{-1} (vzorka HL 5699/11). Na zázname IČ spektier opálu CT ± opál-C sú zaznamenané len tri vibračné spektrá zodpovedajúce hodnotám 1 105, 789 a 476 cm^{-1} (vzorka JP1e 5695/7A). Vibračný pás pri 1 632 cm^{-1} patrí vode nasorbovanej na pripravovanú vzorku a na KBr. Tvar spektra a polohy vibračných pásov prvej vzorky pozostávajúcej výlučne z kremeňa poukazujú na jeho dobre usporiadanú štruktúru.

Tieto výsledky potvrdili všeobecne známu skutočnosť, že pomocou IČ spektroskopie nie je možné rozlíšiť jednotlivé typy opálov. Platí to predovšetkým pre opál-CT a opál-C, pretože ich spektrá sú takmer identické so spektrom tridymitu (Gregor, 2010). Na druhej strane sa dá spoľahlivo rozlíšiť kremeň od mikrokryštalického opálu-CT (obr. 5).

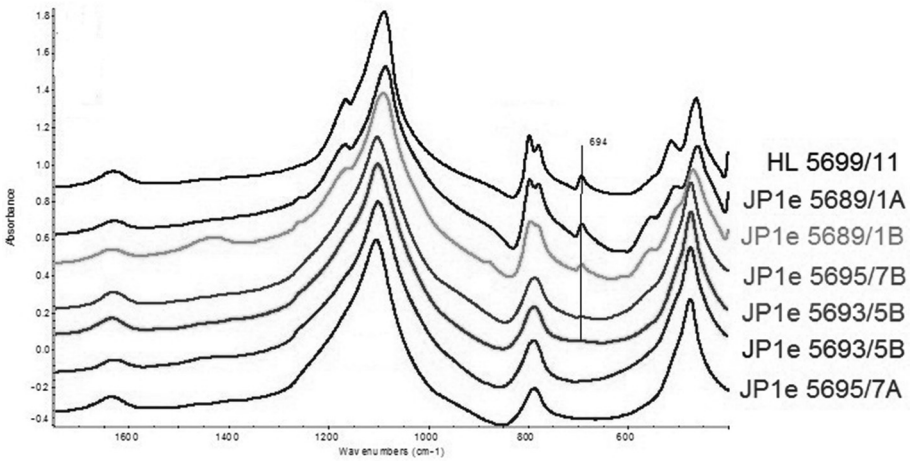
Rastrovacia elektrónová mikroskopia (SEM)

Rastrovacia elektrónová mikroskopia limnosilicitov jastrabskej formácie môže poskytnúť ďalšie informácie o štruktúre povrchu, o tvare a vzájomnom usporiadaní obidvoch základných minerálov, ktoré sa v nich potvrdili röntgenovou difrakčnou analýzou. Rovnako umožňuje nadviazať na poznatky získané optickým polarizačným mikroskopom, keďže tie spoločne majú vplyv na tvrdosť, mernú hmotnosť, leštiteľnosť, množstvo odpadu po spracovaní a iné parametre, ktoré vplývajú na ich využitie v šperkárskej tvorbe.

Na základe morfológie povrchu limnosilicitov je možné v nich vyčleniť trojaký odlišný vývoj. K prvému patria limnosilicity zložené z kremeňa (tab. 1) a pravdepodobne aj tie, ktoré majú variabilnú, ale prevažne len menšiu prímes opálu-CT ± opálu-C (tab. 2). Typický predstaviteľ tohto vývoja je prítomný na obr. 6a. Kremeň je približne rovnomerne zrnitý a alotriomorfne obmedzený. Ďalšie dva druhy vývoja sú prítomné v limnosilicitoch, v ktorých má dominantné zastúpenie opál-CT ± opál C. Jeden z nich pozostáva z lepisfér tvorených drobnými čepeľovitými agregátmi (obr. 6b, 6c). Druhý má odlišný vývoj. Patrí limnosilicitu, ktorý Lexa et al. (2010) označujú ako laminovaný. Indikuje depozíciu v distálnej zóne horúcich prameňov pri teplote vzniku pod 35 °C. Jednotlivé lamely majú nepravidelnú hrúbku s nepravidelným rozmiestnením sférických útvarov uprostred nich. Majú pravdepodobne rastlinný pôvod (obr. 6d).

Gemologické spracovanie limnosilicitov

Limnosilicity, ktoré boli predmetom gemologického výskumu, boli vybrusované do tvaru kabošon. V prípade hrubého brúsenia je proces dlhší (závisí to od veľkosti a tvaru kabošonu), trvá do 75 min.. Pri jemnom brúsení limnosilicitov sa proces podstatne skracuje. Počas každého postupu výroby výbrusov vznikajú straty. Pod pojmom



Obr. 5. IČ spektrá limnosilicitov jastrabskej formácie. Vzorky sú usporiadané od limnosilicitu zloženého z kremeňa (HL 5699/11) až po vzorku s prevahou opálu-CT ± opálu C (JP1e 5693/5A). HL – Hliník nad Hronom; JP1e – južná stena prvej etáže bentonitového ložiska Stará Kremnička – Jelšový potok.

Fig. 5. Infrared spectres of limnosilicites from the Jastrabá Formation. The samples are arranged starting with the limnosilicite consisted of quartz (HL 5699/11) to the sample in which opal-CT ± opal-C (JP1e 5693/A) prevails. HL – Hliník nad Hronom; JP1e – southern wall of the first bentonite level at Stará Kremnička – Jelšový potok deposit.

Tab. 4
Priemerná dĺžka trvania jednotlivých postupov brúsenia kabošonov a hodnoty strát vzniknutých počas brúsenia. Všetky hodnoty sú uvádzané pri spracovaní veľkých kameňov. Veľkosť vyhotovených kabošonov sa pohybovala v rozpätí od 15 do 47 mm
Average time length of particular steps and weight loss during the process of cabochon cutting. All the values recorded refer to big stones. Size of complete cabochons ranges from 15 to 47 mm

Tvar kabošonu	Priemerná dĺžka trvania [v min.] Tvarovanie	Hladenie	Leštenie	Straty pri brúsení [v %]
Okrúhly	28	10	20	65
Oválny	25	10	23	57
Obdĺžnik	35	15	45	60
Štvorec	40	15	45	63
Trojuholník	22	15	35	68
Nepravidelný	75	20	50	50

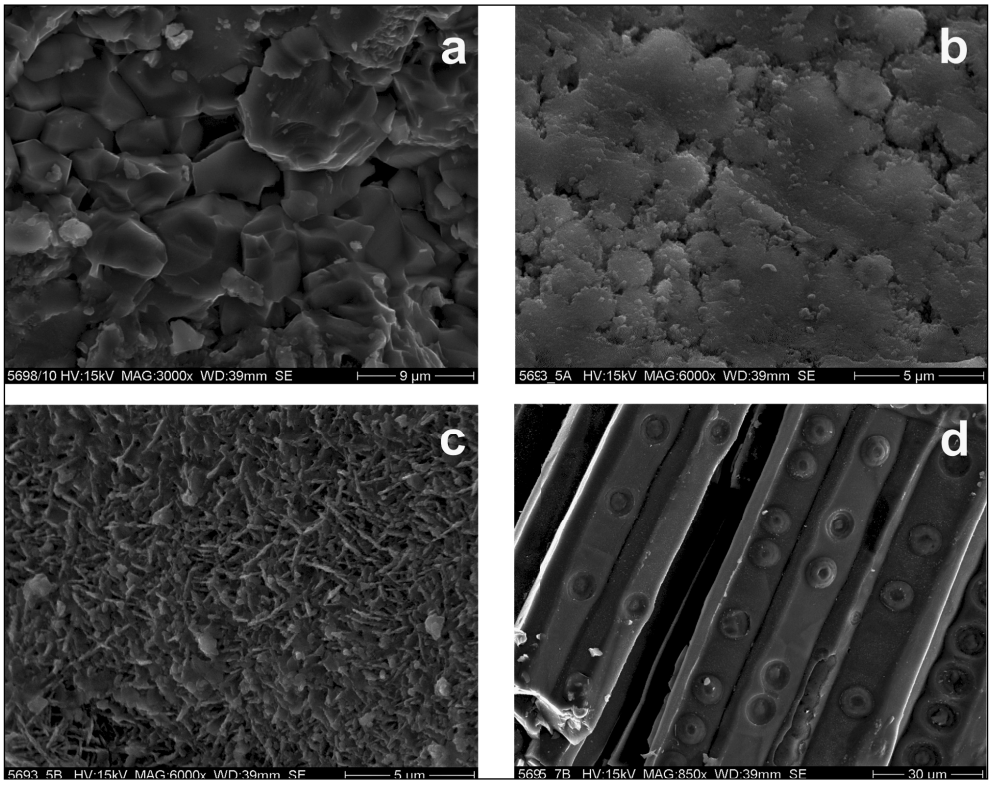
straty myslíme tie časti suroviny, ktoré sú nepoužiteľné na ďalšie spracovanie, rovnako ako aj odpad vo forme prachu a malých úlomkov z rezania a brúsenia (tab. 4).

Na základe výsledkov viacerých analytických a technologických metód vyplýva, že na šperkárske využitie sú najvhodnejšie typy výbrusov kabošony. Najkvalitnejšie sú tie limnosilicity, ktoré obsahujú v prevažnej miere kremeň

Tab. 5
Hodnoty nasiakavosti vybrusovaných vzoriek
Absorbability values of samples

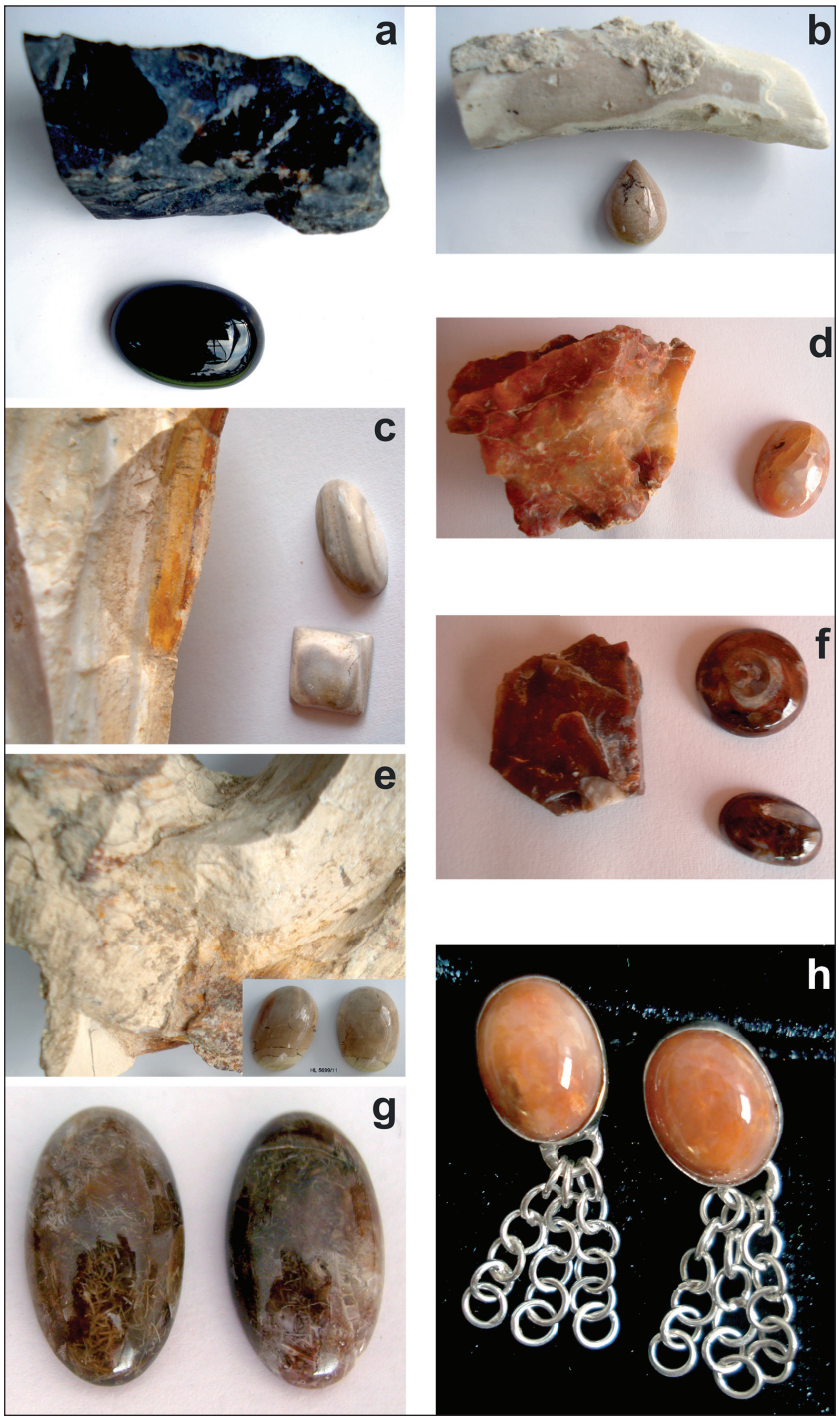
Č. vzorky	Hmotnosť pred ponorením do H_2O (g)	Hmotnosť po vybratí z H_2O (g)	Rozdiel vo váh. % po 96 hodinách
5690/2A (JP)	24,546	24,695	0,607
5695/7A (JP2)	13,284	13,619	2,522
5689 (JP1)	21,566	21,860	1,363
5693/5A (JP)	12,102	12,673	4,718
5696/8 (HL)	5,427	5,465	0,700
5697/9 (HL)	23,966	24,103	0,572
5698/10 (HL)	26,537	26,834	1,119
5699/11 (HL)	15,866	16,153	1,809

(z farebných variantov ide najmä o čierne, tmavohnedé, hnedé). Ojedinelé žilky chalcedónu, ktoré sú v limnosilicitoch prítomné, nie sú pri brúsení prekážkou. Je potrebné vedieť dobre orientovať smer brúsenia. Viditeľné dutinky, ktoré zostávajú aj po leštení vzorky na povrchu, je možné vyplniť rôznymi pastami, prípadne voskom. Čiastočný podiel jemného rastlinného detritu tiež neprekáža, naopak, dodáva zvláštnosť a originalitu každému výbrusu. Dobre leštiteľné sú limnosilicity so štruktúrou dreva. Limnosilicity sivé a tie, v ktorých sa prejavuje vrstevnatosť, nie sú



Obr. 6. a – SEM obrázok limnosilicitu zloženého z kremeňa; **b** – SEM obrázok limnosilicitu zloženého z lepisfér opálu-CT ± opálu-C; **c** – SEM obrázok limnosilicitu zloženého z čepielok lepisfér opálu-CT ± opálu-C; **d** – SEM obrázok lamelovaného limnosilicitu zloženého z opálu-CT ± opálu-C.

Fig. 6. a – SEM image of limnosilicite consisted of quartz; **b** – SEM image of limnosilicite consisted of opal-CT ± opal-C lepispheres; **c** – SEM image of limnosilicite consisted of opal-CT ± opal-C lepisphere blades; **d** – SEM image of lamellar limnosilicite consisted of opal-CT ± opal-C Plant origin.



Obr. 7. a – Limnosilicit čiernej farby (vzorka JP1e 5689/1A) – surovina a vybrúsený kabošon. Obsah rastlinnej časti; **b** – Silicifikovaný konárik a výbrus kabošon s výraznými letokruhami. Vzorka JP1e 5695/7A; **c** – Laminovaný limnosilicit sivej a bielej farby a výbrus kabošon. Vzorka JP1e 5693/5A; **d** – Karneolovočervený limnosilicit, Stará Kremnička – Kotlište (SKK); **e** – Vybrúsené silicifikované drevo, Hliník nad Hronom (HL 5699/11); **f** – Červený – bordový limnosilicit s hrubou rastlinnou drťou, Stará Kremnička – Jelšový potok (JP3c), okrúhly – rez kolmo na steblo trávy); **g** – Limnosilicit s rastlinnou drťou, Stará Kremnička – Kotlište (SKK); **h** – Aplikácia limnosilicitov do šperkov. Autorka: Z. Pulišová.

Fig. 7. a – Limnosilicite of black colour (sample JP1e 5689/1A) – a raw stone and a cut cabochon. Plant origin; **b** – Silicified wood and a cut cabochon with noticeable growth rings. Sample JP1e 5695/7A; **c** – Lamellar limnosilicite of grey and white colours and a cut cabochon. Sample JP1e 5693/5A; **d** – Carnelian-red limnosilicite from the Stará Kremnička – Kotlište (SKK) deposit; **e** – Cut silicified wood from the Hliník nad Hronom deposit (sample HL 5699/11); **f** – Claret-red limnosilicite including coarse grains of plants from the Stará Kremnička – Jelšový potok (JP3c) deposit; round perpendicular section of a grass stem; **g** – Limnosilicite with crushed plants from the Stará Kremnička – Kotlište (SKK) deposit; **h** – Limnosilicites in jewellery. Made by: Z. Pulišová.

vhodným materiálom na brúsenie. Vrstevnaté limnosilicity sa počas brúsenia rozpadajú a zle sa leštia. Pokusne boli brúsené aj limnosilicity z lokality Stará Kremnička – Kotlište (SKK, karneolovočervenej farby) a ďalšie z Hliníka nad Hronom (HL) (obr. 7a – 7g). Vyššia nasiakavosť sa prejavila pri vzorkách silicifikovaných driev. Zvýšené hodnoty nasiakavosti (tab. 5) zatiaľ neovplyvnili rýchlosť ani kvalitu výbrusov na šperkové účely.

Záver

V študovaných limnosilicitoch jastrabskej formácie má celkové vedúce postavenie kremeň a lokálne opál-CT ± opál-C. Kalcit je akcesoricky zastúpený výnimočne. V niektorých vzorkách sú prítomné inklúzie vrstevnatých silikátov patriace pravdepodobne smektitu alebo kaolinitu. Optickou mikroskopiou bol jasne rozlíšiteľný kremeň, prítomnosť chalcedónu charakterizujú výplne jemných žiliek, v niektorých sú prítomné zvyšky rastlín.

Na základe minerálneho zloženia zisteného pomocou röntgenovej difrakčnej analýzy sa v študovaných limnosilicitoch vyčlenili tri typy. V prvom sú limnosilicity zložené výlučne z kremeňa bez prítomnosti opálu-CT, resp. opálu-C (tab. 1). Sú prednostne zastúpené na južnej strane tretej etáže bentonitového ložiska Stará Kremnička – Jelšový potok (JP3e) a v lokalite Hliník nad Hronom (HL). V druhom type sú limnosilicity zložené hlavne z kremeňa s variabilnou prímesou opálu-CT ± opálu-C. Nachádzajú sa hlavne na bývalých ložiskách Slaská (SL) a Stará Kremnička – Kotlište (SKK) (tab. 2). K tretiemu typu patria limnosilicity, v ktorých prevláda opál-CT ± opál-C ± kremeň. Väčšina z nich pochádza z prvej etáže južnej steny bentonitového ložiska Stará Kremnička – Jelšový potok (JP1e) a jedna sa zistila na bývalom ložisku Slaská (SL) a v lokalite Stará Kremnička – Potôčik (SKP) (tab. 3).

Výsledky získané pomocou IČ spektroskopie potvrdili, že pomocou tejto metódy nie je možné rozlíšiť jednotlivé typy opálov, čo platí predovšetkým pre opál-CT a opál-C.

Na základe morfológie povrchu v rastrovacom elektrónovom mikroskope sa v limnosilicitoch zložených prevažne z opálu-CT ± opálu-C vyčlenili dva odlišné vývoje. Jeden tvoria lepisféry (obr. 6b, 6c) a druhý lamely (obr. 6d).

V závere treba konštatovať, že analytickými a technologickými metódami bolo potvrdené, že limnosilicity sú pomerne vhodným materiálom na výrobu šperkov, hlavne ak ide o originálne, prevažne ručne robené šperky, v ktorých je použitý jeden kameň. Nie sú však typom vhodným na sériovú výrobu šperkov s použitím rovnakých kameňov, pretože je problematické nájsť dve alebo viac rovnakých častí vhodných na brúsenie. Vhodnejšie sú typy, ktoré obsahujú v prevažnej väčšine kremeň. Tie sú masívnejšie, menej pórovité a tvrdšie. Brúsia sa ťažšie a dlhšie, ale dobre sa leštia. Menej vhodné sú tie typy, v ktorých je prítomný opál-CT alebo opál-C. Tie sa síce brúsia ľahšie aj kratšie, ale sú krehké. Ďalšiu skupinu tvoria silicifikované drevá, ktoré sa brúsia pomerne dobre a majú jednu vlastnosť navyše, tou je ich estetický vzhľad.

Poďakovanie. Ďakujeme RNDr. Jane Madejovej, DrSc., z Ústavu anorganickej chémie SAV v Bratislave za zhotovenie a interpretáciu výsledkov získaných pomocou infračervenej spektroskopie.

Práca vznikla vďaka finančnej podpore grantu Fakultné centrum vývoja a výskumu č. 3/2013, FPV UKF v Nitre a podporou grantu č. 011UMB/4/2011.

References

Bárta, J., 1991: Strednepaleolitická dielňa v Bartošovej Lehôtke. *Archeologické výskumy a nálezy na Slovensku (AVANS) za rok 1981, Nitra, 20 – 21.*

Beňo, J. & Očenáš, D., 1968: Žiarska kotlina – limnokvarcit – sprievodné horniny. Záverečná správa. *Manuskript. Archív Geofond, Bratislava, 76 s.*

Elzea, J. M., Odom, I. E. & Miles, W. J., 1994: Distinguishing well ordered opal-CT and opal-C from high temperature cristobalite by x-ray diffraction. *Analytica Chimica Acta, 286, 1, 107 – 116.*

Ciesarik, M. & Očenáš, D., 1964: Stará Kremnička – limnokvarcit. Záverečná správa a výpočet zásob. *Manuskript. Archív Geofond, Bratislava, 97 s.*

Demko, R. ed., 2010: Mapy paleovulkanickej rekonštrukcie ryolitových vulkanitov Slovenska a analýza magmatických hydrotermálnych procesov, regionálny geologický výskum. *Manuskript. Archív Geofond, Bratislava, 728 s.*

Ďuďa, R., Dianiška, I., Hurný, J., Beleš, F. & Bozálková, I., 1985: Slovensko – drahé a ozdobné kamene. Záverečná správa a výpočet zásob, I. etapa. *Manuskript. Archív Geofond, Bratislava, 415 s.*

Fiala, F., 1961: Geologicko-petrografický výskum centrálni a jižní části Kremnických hor za léta 1955 – 1960. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 105 s.*

Flörke, O. W., Graetsch, H., Martin, B., Roller, K. & Wirth, R., 1991: Nomenclature of micro-and non-crystalline silica minerals, based on structure and microstructure. *Neu. Jb. Mineral., Abh., 163, 19 – 42.*

Graetsch, H., Gies, H. & Topalovič, I., 1994: NMR, XRD and IR study on microcrystalline opals. *Physics and Chemistry of Minerals, 21, 166 – 175.*

Gregor, M., 2009: Mineralogická klasifikácia amorfného až mikrokryštalického SiO_2 s príkladmi zo Západných Karpát. *Acta rerum naturalium Musei Nationalis Slovaca, 55, 3 – 17.*

Gregor, M., 2010: Využitie infračervenej spektroskopie pri štúdiu prírodného amorfného oxidu kremičitého. *Spravodaj Spektroskopickej slovenskej spoločnosti, 17, 2, 27 – 32.*

Fischer, K., 1995: Edelsteinbearbeitung, Band 1, Rühle-Diebener-Verlag, Stuttgart, 307 p.

Hovorka, D. & Illášová, Ľ., 2002: Anorganické suroviny doby kamennej. *Univerzita Konštantína Filozofa v Nitre, 187 s.*

Hrušković, S., 1971: Ložiská kremencov na Slovensku. *Miner. Slov., 3, 12 – 13, 575 – 586.*

Chernyshev, I. V., Konečný, V., Lexa, J., Kovalenker, V. A., Jeleň, S., Lebedev, V. A. & Goltstman, Y. V., 2013: K-Ar and Rb-Sr geochronology and evolution of the Štiavnica Stratovolcano (Central Slovakia). *Geol. Carpath., 64, 4, 327 – 351.*

Jones, J. B. & Segnit, I. R., 1971: The nature of opal. I. Nomenclature and constituent phases. *J. Geol. Soc. Aust., 18, 57 – 68.*

Kettner, R., 1923: Slovenské limnokvarcity. *Čas. Mineral. Geol., 1, 4, 109 – 111.*

Kettner, R., 1928: Příspěvek k poznání geologických poměru hronské kotliny Svätokrížské. *Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II, 37, 9, 1 – 13.*

Konečný, V., Lexa, J. & Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 9, 205.*

Kraus, I. & Kužvart, M., 1978: Ložiska nerud. *Nakladatelství technické literatury, Praha, 228 s.*

Kraus, I., Šamajová, E., Šucha, V., Lexa, J. & Hroncová, Z., 1994:

Diagenetic and hydrothermal alterations of volcanic rocks into clay minerals and zeolites. (Kremnické vrchy Mts., the Western Carpathians). *Geol. Carpath., 45, 3, 151 – 158.*

Lexa, J. & Bartalský, B., 1999: Low-Sulphidation Epithermal Gold Deposit at Kremnica. *In: Molnár, F., Lexa, J. & Hedenquist, J. W. (eds.): Epithermal mineralization of the Western Carpathians. Society of Economic Geologists, Guidebook Series, 31, 265 – 273.*

Lexa, J., 2010a: Paleovulkanická rekonštrukcia ryolitového vulkanizmu jastrabskej formácie. *In: Demko, R. (ed.): Mapy paleovulkanickej rekonštrukcie ryolitových vulkanitov Slovenska a analýza magmatických hydrotermálnych procesov. Manuskript. Archív Geofond, Bratislava, 728 s.*

Lexa, J., 2010b: Litofaciálna analýza jastrabskej formácie. *In: Demko, R. (ed.): Mapy paleovulkanickej rekonštrukcie ryolitových vulkanitov Slovenska a analýza magmatických hydrotermálnych procesov. Manuskript. Archív Geofond, Bratislava, 728 s.*

Lexa, J., Koděra, P., Gregor, M., Pipík, R., Kotulová, J. & Biroň, A., 2010: Objasnenie vývoja lakustrických panvičiek s limnosilicitmi. *In: Demko, R. (ed.): Mapy paleovulkanickej rekonštrukcie ryolitových vulkanitov Slovenska a analýza magmatických hydrotermálnych procesov. Manuskript. Archív Geofond, Bratislava, 728 s.*

Mišík, M., 1975: Petrograficko-mikropaleontologické kritéria pre zisťovanie proveniencie silicitových nástrojov na Slovensku. *Folia Univ. Purkyn. brun., Geol., Brno, 16, 10, 89 – 107.*

Peterec, D., Ďuďa, R. & Bačo, P., 1992: Slovensko – drahé a ozdobné kamene. Záverečná správa a výpočet zásob, II. etapa. *Manuskript. Archív Geofond, Bratislava, 204 s.*

Pulišová, Z., 2009: Limnosilicit (limnokvarcit) zo Starej Kremničky. *In: Gemol. spravodajca, 4. Univerzita Konštantína Filozofa v Nitre, 18 – 22.*

Turan, J., 1958: Správa o výskyte limnokvarcitov z oblasti Slaská a Lutila v Žiarskej kotline. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 1,181 – 193.*

Turnovec, I., Cogan, M., Haken, Z. & Kunt, J., 1992: Broušení drahých kamenů. *Nakladatelství Kotva, Hradec Králové, 189 s.*

Turnovec, I. & Illášová, Ľ., 2009: Brúsenie šperkových a ozdobných kameňov. 1. časť. *Univerzita Konštantína Filozofa v Nitre, 80 s.*

Uhlík, P., Jánošík, M., Kraus, I., Pentrák, M. & Čaplovičová, M., 2012: Charakterizácia bentonitu z ložiska Hliník nad Hronom. (Jastrabská formácia štiavnického stratovulkánu, Západné Karpaty). *Acta Geol. Slov., 4, 2, 125 – 137.*

Zuberec, J. & Očenáš, D., 1973: Jelšový potok – bentonit. Záverečná správa. *Manuskript. Archív Geofond, Bratislava, 84 s.*

Rukopis doručený 23. 9. 2013
Revidovaná verzia doručená 11. 12. 2013
Rukopis akceptovaný red. radou 11. 2. 2014

Limnosilicites of the Jastrabá Formation in the Kremnica and Štiavnica hills (Western Carpathians) – Potential jewellery material in Slovakia

In Slovak geology, the term "limnoquartzites" was usually used for silicites that were formed simultaneously with the rhyolite volcanism of the Kremnica and Banská Štiavnica stratovolcano in the Western Carpathians lake environment (Kettner, 1923). As the recent knowledge has proven, the rock is composed of various SiO_2 forms – in addition to quartz it can include chalcedony, opal-CT and opal-C, therefore the term "limnosilicite" is more adequate (Gregor, 2009). Limnosilicite rocks have not been attractive for jewellery making up to now as there was no interest for their use in this field, related to poor knowledge.

In the silicites of the Jastrabá Formation under study, quartz is prevailing and opal-CT ± opal-C occur locally. Accessory calcite is rare. Some samples include inclusions of layered silicates probably of smectite or kaolinite. The quartz was proven by optic microscopy; the chalcedony is present in fine veins with microfiber structure. In some samples the remains of plants are visible (e.g. Fig. 3h).

Within the limnosilicites under study, three types were distinguished after X-ray diffraction analyses of their mineral composition. The first type is limnosilicites is composed only of quartz, with no admixture of opal-CT or opal-C (Tab. 1). They are prevailing type on the southern side of the bentonite exploitation level at Stará Kremnička – Jelšový potok (JP3e) and at the Hliník nad Hronom deposit. The second type includes limnosilicites composed of quartz with variable admixture of opal-CT ± opal-C. They were found mainly at former deposits in Slaská (SL) and Stará Kremnička – Kotlište (SKK; Tab. 2). The third type represents limnosilicites with prevailing opal-CT ± opal-C ± quartz. Most of them are the limnosilicites from the southern side of the first exploitation level of bentonite at Stará Kremnička – Jelšový potok (JP1e); one sample comes from the former deposit in Slaská (SL) and one from the deposit in Stará Kremnička – Potôčik (SKP; Tab. 3). Results obtained by IR spectroscopy proved this method is not suitable for distinguishing of every single opal type, first of all the opal-CT and opal-C.

Two different developments were distinguished in the limnosilicites composed mostly of opal-CT ± opal-C after analysing of their surface morphology in scanning electron microscope – one with lepispheres (Fig. 6b and 6c) and the other with lamellas (Fig. 6d).

Analytical and technological methods proved the limnosilicites to be rather suitable material mainly for original hand-made jewellery pieces, in which one stone is used. These rocks are not suitable for mass production as it is a problem to find two or more similar sections for cutting. The types with prevailing quartz in composition are more suitable as they are massive, less porous and harder. Their cutting is harder and takes longer time, but they are well polishable. The types with opal-CT or opal-C in their composition are less suitable because they are fragile. Another group represents silicified woods, which are rather well cut and have a very aesthetic look in addition.

Mineralia Slovaca, 45 (2013), 213 – 224
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Distribúcia vybraných ťažkých kovov na haldových poliach Cu ložiska Ľubietová

PETER ANDRÁŠ[1], JOZEF KRNÁČ[1], SHERIF KHARBISH[1, 2] a VOJTECH DIRNER[3]

[1]Fakulta prírodných vied, Univerzita Mateja Bela, Tajovského 40, 974 01 Banská Bystrica;
peter.andras@umb.sk; krny13@gmail.com
[2]Geology Department, Faculty of Science, Suez University, Suez, El Salam City, 43518, Egypt;
sherifkharbish@hotmail.com
[3]Vysoká škola báňská – Technická univerzita, 17. listopadu 15, 708 33 Ostrava-Poruba,
Česká republika; vojtech.dirner@vsb.cz

Characteristic of heavy metals distribution at dump-fields of Cu-deposit Ľubietová

Heavy metal distribution mechanism at dump-fields Podlipa and Reiner at abandoned Cu--deposit Ľubietová (Western Carpathians, Central Slovakia) is influenced by primary content of ore and metals in their substrate, by geochemical features of individual elements, by migration ability, sorption properties, as well as by pH/Eh values.

The article presents mapping of Fe, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, U, Th, Cd, As, Sb, Ag distribution at the studied dump-fields and study of the reasons and results of their individual migration process. The specific behaviour of individual metals at different localities is selective. These properties are reflected also by correlation relations. While at Podlipa were described correlations only among several few metal couples (Cu/Co, Fe/Ni, Ni/As, Zn/Cd, Zn/Pb, Pb/Cd, U/Th), at Reiner dump-field is the situation substantially different; there were proved several times more metal pairs, showing high level of correlation. This result enable to suggest that there were different environmental conditions, influenced primarily by a different rock composition and different natural sorbents effecting selective migration mechanism at these two close localities.

Key words: dump-field, heavy metal distribution, mobility, sorption

Úvod

Územie Ľubietovej sa rozkladá v centrálnej časti Západných Karpát. Podľa geomorfologického členenia Slovenska južná časť územia leží v oblasti Slovenského stredohoria v celku Poľana (oddiel Vysoká Poľana), západná časť v oblasti Slovenského stredohoria vo Zvolenskej kotline (v severozápadných okrajoch Bystrickej vrchoviny a Povrazníckej brázdy) a severovýchodná časť v oblasti Slovenského rudohoria vo Veporských vrchoch (Mazúr a Lukniš, 1980).

Obec Ľubietová a jej okolie patrili v minulosti medzi významné medenorudné banské regióny. Rudná medená mineralizácia v okolí obce Ľubietová je vyvinutá na troch ložiskách: Podlipa na východnom okraji obce, Svätodušná a Kolba v závere doliny Peklo, asi 5 km východne od obce, kde sa okrem medi a železa výraznejšie uplatňuje aj kobalt, striebro a nikel. Na území okolo obce Ľubietová zahrňujúcom povodie Hutného potoka a potoka drénujúceho dolinu Peklo východne od obce sa od skončenia ťažby na konci 19. storočia už nerealizovali žiadne banícke aktivity, ale len zanedbateľné prospekčné práce (Ilavský et al., 1994). Kým horninové prostredie haldového poľa Reiner je tvorené skoro výhradne drobovými a arkózovými zlepencami, na Podlipe sú zlepence (droby) lokálne prevrstvené arkózovými bridlicami v blízkosti styku s granitoidnými horninami spodného permu. Horniny sú intenzívne dynamicky metamorfované (Bergfest, 1951; Koděra et al., 1990).

Stáročia banskej a hutníckej činnosti vytvorili z okolia Ľubietovej nevšednú montánnu krajinu. Členité, svahové a zalesnené horské prostredie dotvára množstvo pozostatkov bývalých štôlní, šácht, stúp a hút, banských ciest, vodných jarkov a menších odvalov i veľkých háld. Banská činnosť značne zmenila pôvodný výzor časti obce a jej okolia (Križáni et al., 2002).

Ťažké kovy vynášané do povrchových recipientov podzemnými vodami, banskými vodami a priesakovými vodami z háld majú rôznu mobilitu a na ich značnú kontamináciu poukazuje hojný výskyt sekundárnych minerálov, ktorých prevažná časť je metastabilná (vodorozpustná) jednak v pripovrchových častiach rudných telies, jednak v haldách odpadových produktov po ťažbe medených a kobaltovo-niklových rúd. Na miestach výtokov haldových drenážnych vôd na povrch precipitujú sekundárne minerály (Križáni et al., 2002; András et al., 2009, 2012). Rieuwerts et al. (1998) zdôrazňuje dôležitosť mobility kovov, aby bolo možné odhadnúť ich koncentráciu

v pôdnom roztoku, v povrchových, drenážnych a podzemných vodách. Celková koncentrácia kovu závisí od obsahu kovu v roztoku, ktorý zase závisí od sorpcie na prírodné sorbenty (napr. ílové minerály, hydrogoethit, zeolity…) a od uvoľňovania tohto kovu do pôdneho roztoku (Sterckeman et al., 2000). Niektoré koloidné zložky v pôdnom roztoku môžu mať v závislosti od pH kladné alebo záporné náboje, čo významným spôsobom ovplyvňuje kinetiku sorpčných procesov v pôdach, iónovýmenné reakcie, a teda aj mobilitu kovov (Čurlík et al., 2003).

Metodika práce

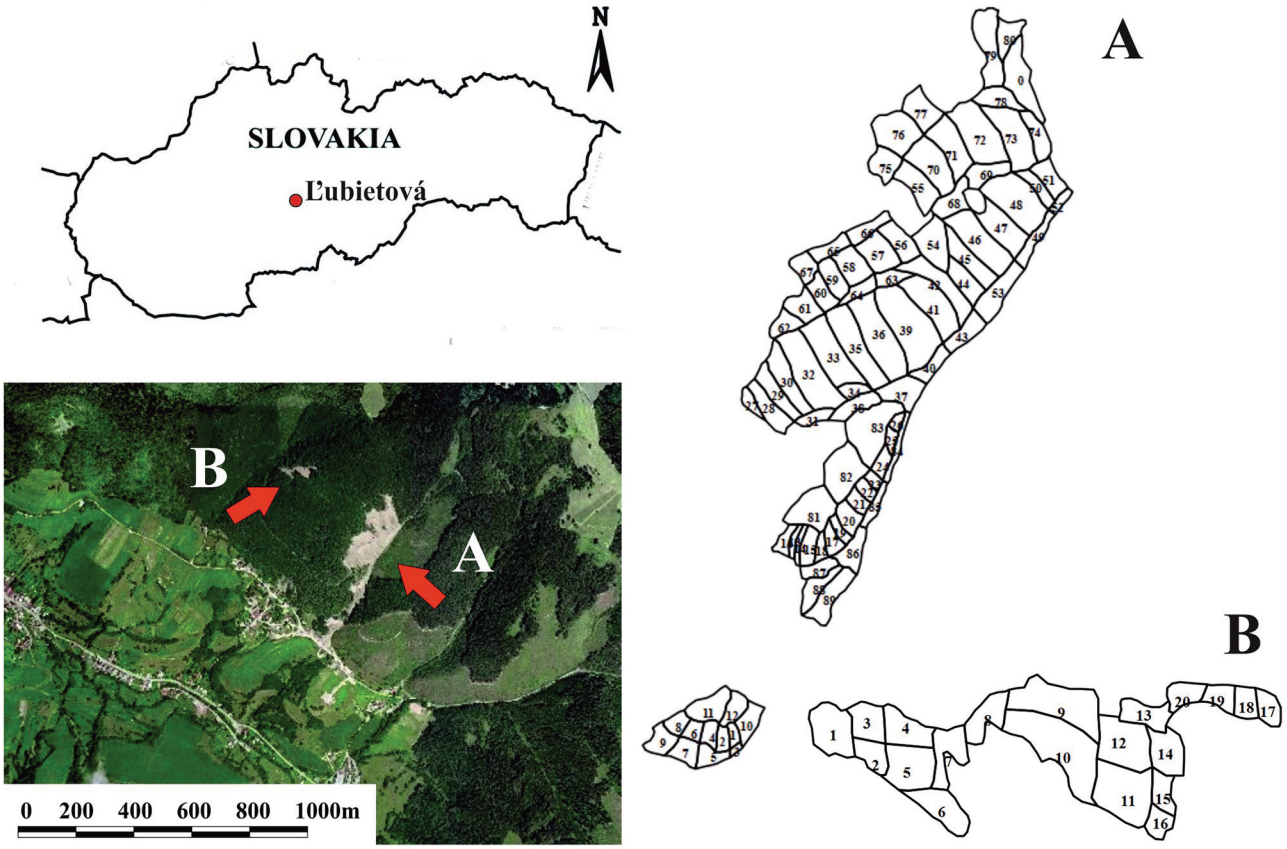
Odber technogénnych sedimentov a pôdy z haldového materiálu sa uskutočnil v októbri 2010, pričom vzorky sa z jednotlivých háld odobrali v štvorcovej sieti 10 x 10 m tak, aby každá vzorka (s hmotnosťou cca 1 000 g) reprezentovala v bode odberu profil do hĺbky 30 cm. Odoberala sa len tá časť sedimentov, ktorej zrnitosť nepresahovala 1,5 cm, pretože táto jemnozrnná časť sedimentov predstavuje ich najreaktívnejšiu časť (väčšie úlomky hornín a balvany majú malý reakčný povrch a z hľadiska uvoľňovania ťažkých kovov do krajinných zložiek nepredstavujú výraznejšie riziko). Celkovo sa na Podlipe odobralo 683 bodových vzoriek a v lokalite Reiner 259 bodových vzoriek. Bodové vzorky sa spojili tak, aby reprezentovali jeden zo segmentov haldového poľa (v lokalite Podlipa 1 – 90 a Reiner 1 – 20; obr. 1). Tieto združené vzorky sa následne rozkvartovali a zhomogenizovali.

Vzorkový materiál technogénnych sedimentov a pôd (20 vzoriek z lokality Reiner a 89 vzoriek z lokality Podlipa) sa vysušil a odoslal na analytické spracovanie do laboratórií ACME Analytical Laboratories Vancouver, Kanada. 0,2 g vzorky sa roztavila za použitia prídavku zmesi metraborátu a tetraborátu Li a následne rozpustila v zriedenej kyseline dusičnej. As a Sb (medza stanoviteľnosti 0,5 mg · kg^{-1}), ako aj celý rad ďalších prvkov sa stanovili ICP/MS analýzou.

Korelačné koeficienty boli vypočítané podľa metodiky opísanej Spiegelom (1992).

Výsledky

Obsah Cu a Ni sa v technogénnych sedimentoch a v pôde na haldovom poli Podlipa pohybuje spravidla v rozmedzí Cu 425 – >10 000 mg · kg^{-1} a Ni 10 až 58 mg · kg^{-1}. Najvyšší obsah obidvoch kovov sa v haldovom materiáli zistil v ústiach všetkých troch štôlní Johan (Horná Johan, Stredná Johan, Najnižšia Johan; tab. 1, obr. 2). Cu a Ni potom migrovali v smere gravitácie dole svahom haldového poľa a vytvorili Cu- a Ni-kontaminované pruhy až po údolnicu Zelenej doliny. Najnižší obsah Cu sa potvrdil v okolí ústia štôlní Jakob a Mária Empfängnis, kým najnižšia koncentrácia Ni v okolí štôlne Andreas (tu je nízka aj koncentrácia Cu; obr. 2).



Obr. 1. Lokalizácia vzoriek technogénnych sedimentov a pôdy na haldových poliach. A – Podlipa; B – Reiner (zdroj: Google Earth).

Fig. 1. Localization of technogenous sediment and soil samples at dump-fields. A – Podlipa; B – Reiner (source: Google Earth).

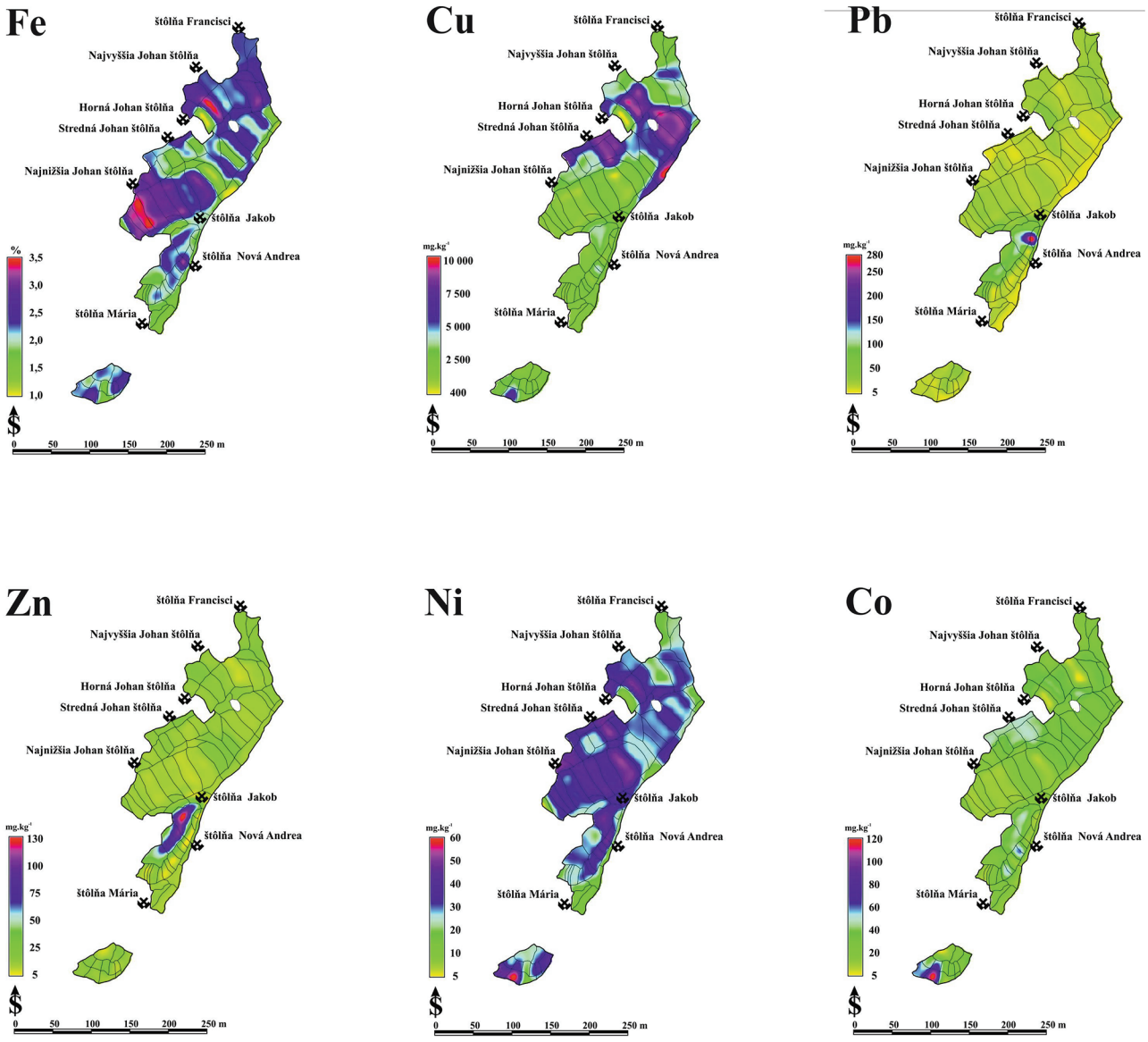
Napriek tejto zdanlivej zhode v obsahu a migračných cestách Cu a Ni v hypergénnych podmienkach je reálny, číselne vyjadrený stupeň vzájomnej korelácie uvedených prvkov značne nízky (koeficient korelácie r = 0,176). Vyšší stupeň korelácie vykazuje Ni výlučne s As (r = 0,724).

Na haldovom poli Reiner je obsah Cu v haldovom materiáli 1 891 – 8 663 mg · kg^{-1} a Ni 25 – 53 mg · kg^{-1}, pričom najvyššie hodnoty sa zistili v okolí štôlne Spodná Ladislav a Horná Ladislav (tab. 2, obr. 3). Na rozdiel od lokality Podlipa, kde sa nezistila korelácia medzi Cu a ostatnými ťažkými kovmi, na haldovom poli Reiner je korelačný koeficient Cu/Ni pomerne vysoký (r = 0,613). Ešte vyšší stupeň korelácie bol preukázaný medzi Cu a Co (0,870) a Cu a Cd (r = 0,812). Distribúciu Cu v lokalite Reiner kopíruje aj distribúcia As (r = 0,8155) a menej aj Sb (r = 0,660). Na rozdiel od Podlipy, kde Ni koreluje len s As, na haldovom poli Reiner sa vyznačuje aj koreláciou s Ag (r = 0,900), As (r = 0,828) a Sb (r = 0,784).

Pri Fe sa rozpätie hodnôt na Podlipe pohybuje od 1,14 % po 3,48 % a podobne ako pri medi sa najvyššia intenzita kontaminácie zistila v oblasti ústia vyššie menovaných troch štôlní Johan (tab. 1, obr. 2). Jeho obsah koreluje len s obsahom Ni (r = 0,635).

V oblasti Reiner sa najvyšší obsah Fe zistil na plošinách najvyššej časti haldového poľa (1,34 – 3,01 %; tab. 2, obr. 3). Najvyššiu koreláciu vykazuje Fe s Sb (r = 0,699), Co (r = 0,692) a Cd (r = 0,688), o čosi nižšiu s As (r = 0,622) a Ni (r = 0,550).

Kontaminácia sedimentov a pôdy Pb na Podlipe bola najvyššia (276 mg · kg^{-1}) na plošine porastenej vegetáciou v okolí štôlne Jakob (tab. 1, obr. 2). Najvyšší stupeň korelácie sa predpokladal medzi obsahom Pb a Th,



Obr. 2. Priestorová distribúcia Fe, Cu, Pb, Zn, Ni a Co na haldovom poli Podlipa.

Fig. 2. Fe, Cu, Pb, Zn, Ni and Co distribution at dump-field Podlipa.

Tab. 1
ICP-MS analýza sedimentov a pôdy na haldovom poli Podlipa
ICP-MS analyses of sediments and sol from Podlipa dump-field

Vzorka	Fe	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Ni	Co	Cd	U	Th	Ag
	%	mg · kg^{-1}										
1	1 310	14	12	261	121	38	20	<0,1	30	9,1	179	<0,1
2	2 566	18	12	176	51	36	39	<0,1	30	8,6	293	<0,1
3	3 071	13	16	121	33	30	29	0,1	31	9,8	273	<0,1
4	1 632	32	33	68	33	20	26	0,1	69	8,5	269	<0,1
5	2 561	9	15	81	18	20	22	<0,1	34	7,4	305	<0,1
6	3 672	13	19	116	35	37	74	<0,1	46	11,3	558	<0,1
7	7 129	16	18	181	36	58	121	<0,1	37	11,3	753	<0,1
8	3 145	15	22	91	34	31	46	<0,1	31	10,1	441	<0,1
9	2 690	16	19	133	50	48	64	0,1	29	10,3	458	<0,1
10	2 286	21	17	181	110	44	35	<0,1	28	10,0	331	<0,1
11	1 537	23	15	144	61	26	16	<0,1	34	10,4	254	<0,1
12	1 423	34	22	113	42	32	23	<0,1	38	9,3	255	<0,1
13	643	62	10	183	58	27	8	<0,1	32	8,0	36	<0,1
14	1 065	23	9	185	56	33	12	<0,1	38	8,4	100	<0,1
15	1 771	15	24	75	47	23	30	0,2	28	8,1	392	<0,1
16	1 462	44	13	124	39	22	12	<0,1	30	8,5	157	<0,1
17	2 147	18	9	154	31	31	61	<0,1	42	9,6	479	<0,1
18	1 744	19	9	221	40	35	23	<0,1	36	7,9	148	<0,1
19	2 695	15	13	172	47	40	42	<0,1	25	8,2	261	<0,1
20	738	17	10	146	31	34	12	<0,1	26	8,7	109	<0,1
21	3 909	18	20	140	44	46	64	0,2	37	11,3	317	<0,1
22	4 351	21	14	180	49	38	48	<0,1	25	8,8	361	<0,1
23	515	26	10	340	132	53	12	<0,1	27	10,1	51	<0,1
24	1 374	20	9	247	36	44	14	<0,1	27	6,7	74	<0,1
25	932	277	16	127	46	30	9	<0,1	34	9,0	64	<0,1
26	1 659	46	14	171	49	25	8	<0,1	42	9,5	71	<0,1
27	929	22	19	19	9	10	17	0,2	20	15,9	712	<0,1
28	977	21	14	205	76	34	9	<0,1	16	13,3	133	<0,1
29	1 319	28	16	234	76	42	9	<0,1	18	13,2	78	<0,1
30	1 010	31	15	251	67	37	13	<0,1	16	13,1	131	<0,1
31	622	52	18	136	38	28	9	<0,1	38	14,3	160	<0,1
32	897	26	12	269	59	34	10	<0,1	59	12,5	82	<0,1
33	852	25	14	265	52	44	10	<0,1	52	12,8	77	<0,1
34	947	36	17	218	43	36	10	<0,1	43	13,2	89	<0,1
35	2 324	22	13	373	44	45	18	<0,1	44	10,6	130	<0,1
36	1 935	18	10	300	47	41	22	<0,1	47	8,6	182	<0,1
37	1 518	23	13	284	30	36	15	<0,1	30	6,8	95	<0,1
38	3 603	31	26	171	21	28	17	0,1	21	6,3	290	<0,1
39	817	24	13	438	38	50	13	<0,1	38	6,9	77	<0,1
40	2 806	17	13	257	26	36	14	<0,1	26	6,9	106	<0,1
41	1 779	15	23	97	14	30	33	0,1	14	5,0	269	<0,1
42	3 452	13	25	89	12	27	36	<0,1	12	5,4	417	<0,1
43	7 024	8	17	102	12	20	17	<0,1	12	5,5	190	<0,1
44	2 139	18	30	53	11	30	35	<0,1	11	7,4	754	<0,1
45	5 887	15	17	170	19	33	38	<0,1	19	5,7	261	<0,1

významnejšia korelácia sa však zistila len medzi Pb a Cd (r = 0,884).

Najvyšší obsah Pb v lokalite Reiner sa zaznamenal vo vrchnej časti svahu haldového poľa v oblasti ústia štôlne Horná Ladislav (tab. 2, obr. 3; rozmedzie obsahov 9 – 39 mg · kg^{-1}). Na tomto haldovom poli je korelácia Pb/Th dokonca záporná (r = –0,193).

Co a Ni sú typické pre banské pole Kolba. Na Podlipe je obsah Co pomerne nízky (6,5 – 124,2 mg · kg^{-1}). Istý nízky stupeň korelácie priestorovej distribúcie vykazuje Co len s Cu (r = 0,437). Aj korelácia Co/Ni je veľmi nízka (r = 0,437).

Koncentrácia Co (46 – 124,2 mg · kg^{-1}) je na haldovom poli Reiner v priemere nepatrne vyššia (28,24 vs. 62,53 mg · kg^{-1}). Na rozdiel od haldového poľa Podlipa tu Co vykazuje vysokú koreláciu s Cu (r = 0,812), As (r = 0,771) a Fe (r = 0,692). Korelácia Co/Ni je prekvapivo pomerne nízka (r = 0,595).

Obsah Zn je v obidvoch študovaných lokalitách nízky: na Podlipe kolíše v rozmedzí 9 – 30 mg · kg^{-1} a na Reineri (tab. 2, obr. 3) od 18 do 35 mg · kg^{-1}. Vykazuje pomerne vysokú tesnosť korelácie s geochemicky príbuzným Cd (r = 0,874 a 0,564; obr. 4). Na Podlipe je Zn v korelačnom vzťahu aj s Pb (r = 0,884). Obsah Cd je ešte nižší (stopové) ako obsah Zn. Na obidvoch haldových poliach varíruje v úzkom rozpätí hodnôt <0,1 – 0,2 mg · kg^{-1}. Najvyšší obsah Zn a Cd sa zistil na haldovej plošine medzi štôlňami Mária a Jakob na Podlipe (tab. 1, obr. 2, 4). Cd na Podlipe

Tab. 1 (pokračovanie) ICP-MS analýza sedimentov a pôdy na haldovom poli Podlipa
Tab. 1 (continuation) ICP-MS analyses of sediments and sol from Podlipa dump-field

Vzorka	Fe	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Ni	Co	Cd	U	Th	Ag
	%	mg · kg^{-1}										
46	2,41	6 277	17	14	249	27	31	25	<0,1	1,6	6,0	3
47	2,50	>10 000	11	13	314	32	39	34	<0,1	2,0	6,9	4
48	2,09	>10 000	16	15	252	27	30	31	<0,1	2,0	7,0	2
49	1,45	6 992	11	15	178	22	27	24	0,1	1,7	6,6	2
50	2,58	9 892	21	17	288	29	34	34	<0,1	2,2	7,3	2
51	1,48	5 887	37	19	143	20	20	25	<0,1	1,4	6,4	1
52	1,23	3 315	13	16	104	17	17	19	<0,1	1,4	6,4	1
53	2,26	9 566	10	16	242	23	37	31	<0,1	1,7	6,3	3
54	2,19	5 439	27	17	255	26	32	33	<0,1	2,4	8,2	2
55	1,19	426	40	17	64	18	13	7	0,1	1,4	6,7	0
56	1,62	9 734	17	15	239	20	38	47	<0,1	2,4	6,5	2
57	2,08	>10 000	17	13	446	36	51	54	0,1	2,7	5,5	2
58	1,41	4 853	11	16	143	12	30	47	<0,1	2,0	6,0	1
59	1,92	3 943	17	20	118	11	27	39	0,1	2,4	6,7	1
60	2,02	4 172	22	18	226	21	35	31	<0,1	2,5	8,9	1
61	2,96	3 884	17	14	493	44	48	16	<0,1	2,2	8,5	4
62	2,91	2 986	21	17	504	43	51	18	<0,1	2,1	7,3	3
63	1,38	>10 000	16	12	325	27	42	46	<0,1	2,4	5,7	1
64	1,38	4 438	16	13	261	27	31	16	<0,1	1,6	6,1	3
65	2,09	7 644	13	20	220	20	43	51	0,1	2,6	6,9	150
66	2,77	>10 000	20	25	304	25	49	55	0,1	2,8	7,1	13
67	2,22	8 597	10	19	178	16	38	50	<0,1	3,0	6,9	11
68	2,41	5 889	23	20	250	25	34	29	<0,1	2,1	6,9	2
69	2,46	>10 000	19	20	340	35	44	46	<0,1	2,4	7,0	2
70	3,23	>10 000	24	19	446	36	48	42	<0,1	2,8	8,1	3
71	2,21	9 278	15	18	269	23	36	38	<0,1	2,1	7,5	2
72	2,23	2 736	21	10	338	34	23	8	<0,1	1,8	7,2	2
73	2,90	4 113	30	15	300	43	33	35	<0,1	3,6	9,1	3
74	2,60	4 270	22	17	231	38	32	30	<0,1	2,6	8,5	2
75	2,76	6 346	25	18	261	31	43	41	0,1	3,6	12,6	2
76	2,77	4 584	27	26	160	30	35	37	0,1	3,3	14,0	1
77	2,28	3 580	24	17	170	44	31	19	<0,1	2,3	9,7	2
78	2,69	6 216	30	25	205	36	33	36	0,1	2,6	10,5	2
79	2,29	2 312	25	20	105	20	21	19	<0,1	2,9	16,8	1
80	2,26	2 402	28	20	121	22	23	23	<0,1	2,9	17,5	1
81	1,76	1 754	76	47	175	44	33	24	0,4	1,7	7,4	1
82	2,37	1 729	77	90	41	27	31	44	0,3	1,8	9,6	1
84	1,76	2 523	55	17	118	26	23	14	<0,1	1,6	6,6	1
85	1,76	2 258	10	15	84	18	18	16	<0,1	1,5	6,8	1
86	1,56	1 949	9	13	70	16	18	15	<0,1	1,5	6,7	1
87	1,60	1 477	16	15	70	18	19	20	<0,1	1,4	7,0	1
88	1,66	1 163	20	18	38	17	16	25	<0,1	1,6	8,1	0
89	1,41	1 645	9	13	57	14	16	15	<0,1	1,2	5,9	1

je v korelačnom vzťahu s Pb (r = 0,884) a na Reineri s Cu a Sb (r = 0,870 a 0,652).

Pre horniny permského veku, v ktorých je situovaná Cu mineralizácia, je typický zvýšený obsah U a Th. Obsah U je nižší (1,2 – 3,6 mg · kg^{-1}; najvyššie hodnoty boli namerané v ústí štôlne Horná Johan, tab. 1) ako obsah Th (5 až 17,5 mg · kg^{-1}; najvyššie hodnoty boli stanovené v ústí štôlne Francisci a na priľahlom svahu; obr. 4). Zvýšený obsah sa zistil aj pod štôlňou Najnižšia Johan, v ústí zavalenej bezmennej štôlne (tab. 1, obr. 4). Zákonitá, ale pomerne nízka korelácia medzi Th a U je vyjadrená korelačným koeficientom r = 0,586.

V lokalite Reiner bol zistený najvyšší obsah Th (19,9 mg · kg^{-1}) a U (3 mg · kg^{-1}) v ústí štôlne Reiner (obr. 5). Korelácia Th/U je o čosi vyššia ako na Podlipe (r = 0,734).

Medzi najrizikovejšie ťažké kovy z hľadiska toxicity patria As a Sb. Ich obsah sa na Podlipe pohybuje v rozmedzí 19 – 504 mg · kg^{-1} (As) a 9 – 132 mg · kg^{-1} (Sb), pričom najvyššie hodnoty sa podobne ako pri Cu a Fe zistili v okolí štôlne Spodná Ladislav a na priľahlých svahoch. Najvyšší obsah Sb potvrdili analytické výsledky na severnom okraji haldy štôlne Mária Empfängnis a o čosi nižšie v ústí štôlne Najnižšia Johan. V okolí štôlní Andreas a Mária Empfängnis bol obsah Sb mimoriadne nízky. Podobne nízky je aj obsah Sb v oblasti ústia štôlne Jakob (obr. 3). Korelácia priestorovej distribúcie As/Sb sa nezistila (r = 0,304).

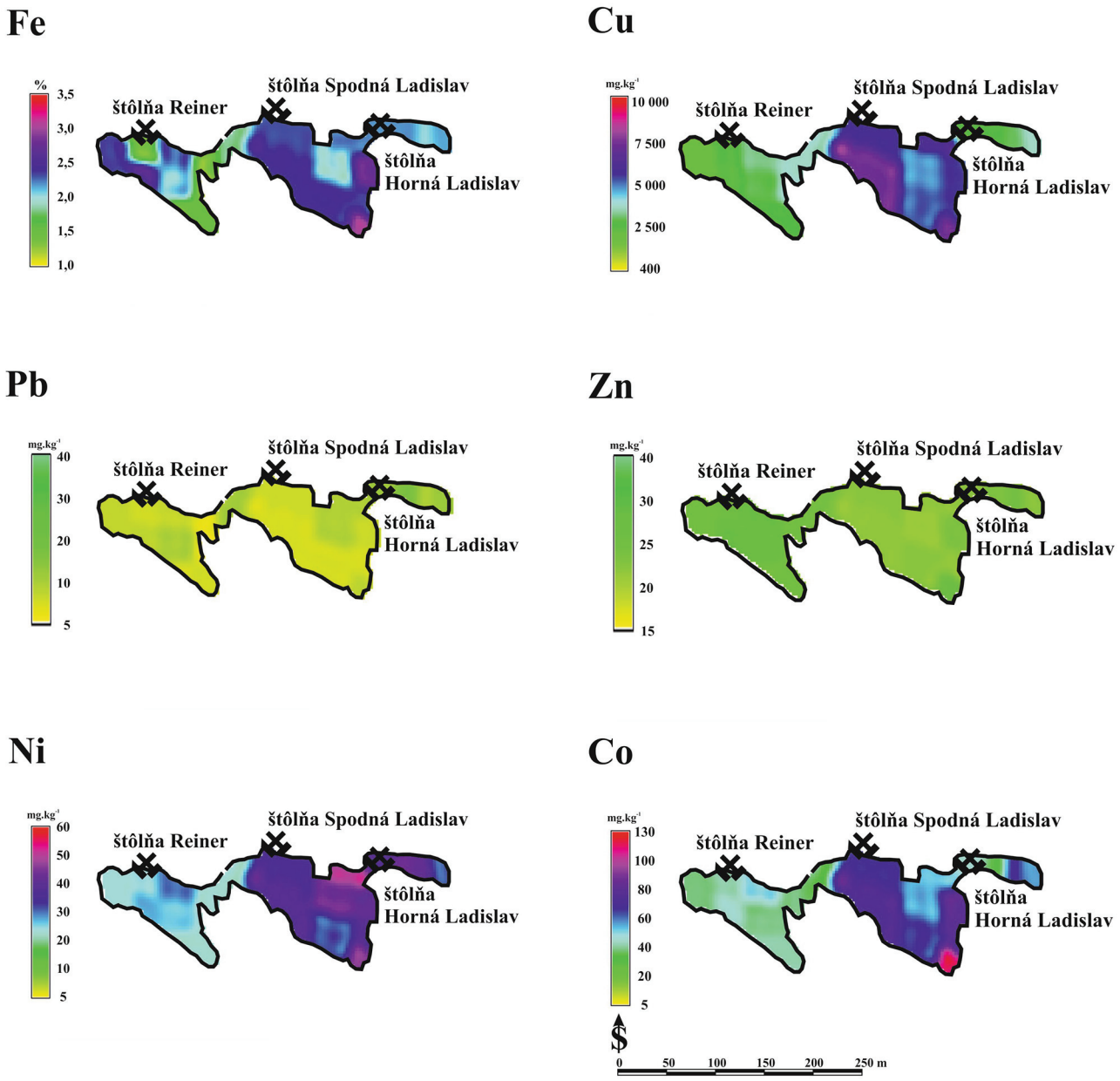
Obsah As na haldovom poli Reiner kolíše v rozmedzí 22 – 192 mg · kg^{-1} a Sb 6,8 – 36,4 mg · kg^{-1}. Korelácia distribúcie medzi As a Sb je vysoká (r = 0,949) a pomerne významná je aj korelácia Sb/Cd (r = 0,652).

Koncentrácia Ag v technogénnych sedimentoch a v pôde nie je v študovaných lokalitách vysoká: na Podlipe 1 – 6,2 mg · kg^{-1} a na Reineri 0,8 – 1,6 mg · kg^{-1} (tab. 1,

obr. 4, 5). Striebro koreluje na haldovom poli Reiner s Ni (r = 0,900), menej aj s As (r = 0,664). Na haldovom poli Podlipa sa žiadnu koreláciu medzi obsahom Ag a ďalšími prvkami nepodarilo potvrdiť.

Diskusia

Najvyššia koncentrácia Cu na Podlipe aj na Reineri v ústiach štôlní Johan a Spodná Ladislav (obr. 2) je prirodzená. Meď bola z technogénnych sedimentov a pôdy následne lúhovaná z primárnych sulfidov (hlavne chalkopyritu a tetraedritu). Rozpustné Cd sa vo vodách vyskytuje ako jednoduchý hydratovaný ión Cd^{2+}, vo forme anorganických komplexov $[CdOH]^{+}$, $[Cd(OH)_2(aq)]^0$, $[Cd(OH)_3]^{-}$, $[CdCO_3(aq)]^0$, $[Cd(CO_3)_2]^{2-}$, $[CdSO_4]^0$ a vo forme organických komplexov s rôznymi organickými ligandmi (Smirnov, 1956; Pitter, 1990). Najvyššiu rozpustnosť má Cu v povrchových vodách s rozmedzím pH 6,5 až 8,5 (Polański a Smulikowski, 1978) a Ni pri pH 6,5 – 7,5 (Zaujec, 1999). Uvedené rozmedzie pH je pre technogénne sedimenty a pôdu v lokalitách Podlipa a Reiner typické (Andráš et al., 2008). Takéto pomerne dobré migračné schopnosti Cu a Ni spôsobili, že na Podlipe migrovali spolu v smere gravitácie dole svahom haldového poľa a vytvorili pruhy sedimentov a pôdy obohatené o Cu



Obr. 3. Priestorová distribúcia Fe, Cu, Pb, Zn, Ni a Co na haldovom poli Reiner.

Fig. 3. Fe, Cu, Pb, Zn, Ni and Co distribution at dump-field Reiner.

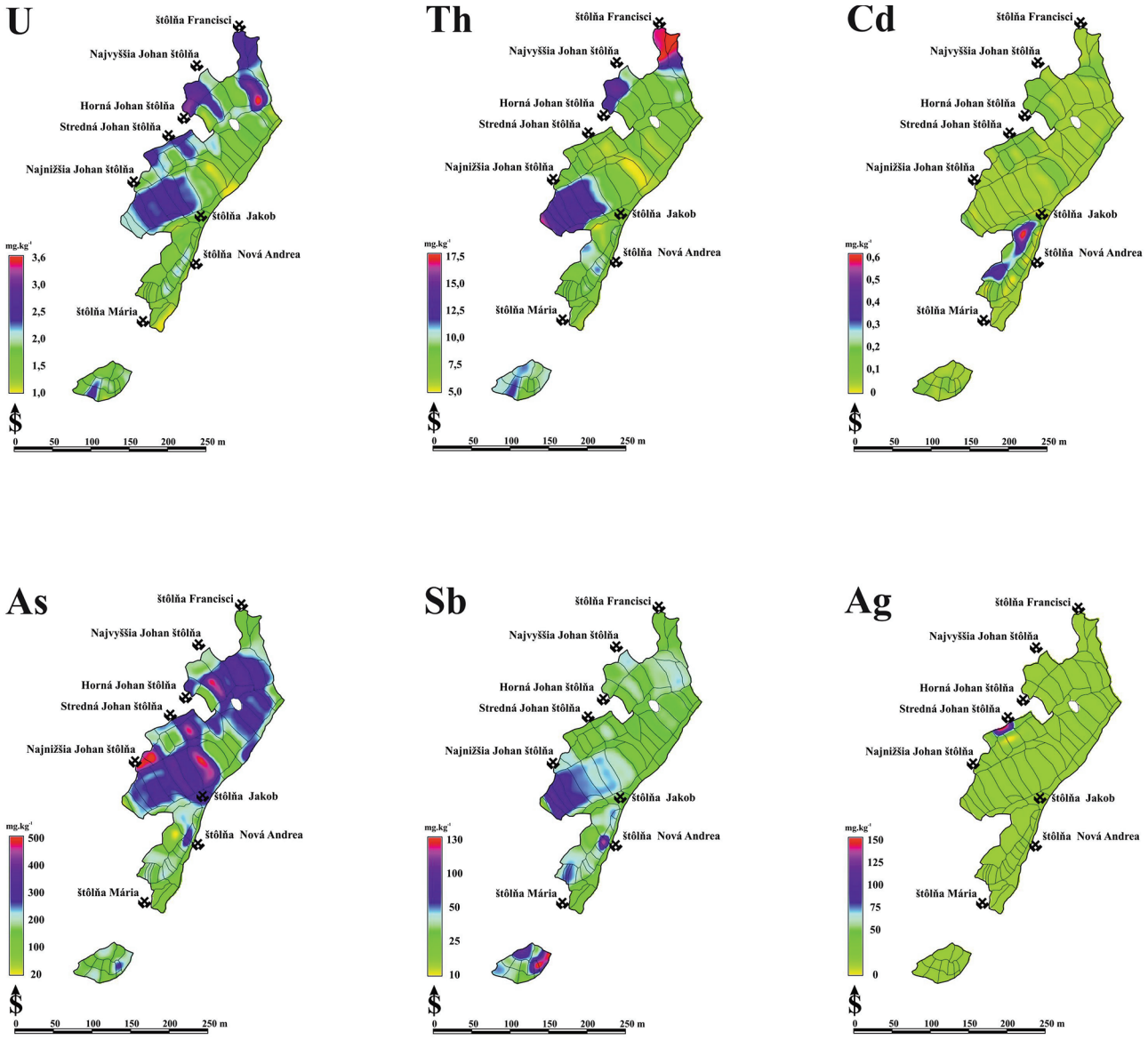
a Ni až po údolnicu Zelenej doliny. Prečo však obsah Cu v lokalite Podlipa koreluje s obsahom Ni a v lokalite Reiner s obsahom As, Sb, nie je jasné.

Do roztoku uvoľnená Cu má mimoriadnu schopnosť tvoriť sekundárne supergénne minerály (Polański a Smulikowski, 1978), predovšetkým hydroxiduhličitany – pseudomalachit, malachit $Cu_2CO_3(OH)_2$ a azurit $Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$. Spomedzi ďalších sekundárnych minerálov, ktoré na ložisku vznikajú, treba uviesť aspoň brochantit $Cu_4(OH)_6[SO_4]$, olivenit $Cu_2(OH)$ $[AsO_4]$, libethenit $Cu_2(OH)[PO_4]$ alebo chryzokol $CuSiO_3 \cdot nH_2O$.

Pri Fe sa rozpätie hodnôt na Podlipe pohybuje od 1,14 % po 3,48 % a podobne ako pri Cu sa najvyššia intenzita kontaminácie zistila v oblasti ústia vyššie menovaných troch štôlní Johan (obr. 2). Jeho obsah koreluje len s obsahom Ni (r = 0,635).

V oblasti Reiner sa najvyšší obsah Fe zistil na plošinách najvyššej časti haldového poľa (1,34 – 3,01 %; obr. 2). Najvyššiu koreláciu vykazuje Fe s Sb (r = 0,699), Co (r = 0,692) a Cd (r = 0,688), o čosi nižšiu s As (r = 0,622) a Ni (r = 0,550).

Chemická pohyblivosť Fe v procesoch zvetrávania závisí najmä od rýchlosti oxidácie Fe a od možnosti znovu sa redukovať zo zlúčenín železitých na železnaté, t. j. od premeny iónov Fe^{2+} na ióny Fe^{3+} a naopak, ako aj od hydrolýzy železitých solí. V procese zvetrávania sa Fe mení na hydroxidy (goethit $FeO \cdot OH$, limonit $2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$) ako najstálejšie zlúčeniny Fe na zemskom povrchu (Polański a Smulikowski, 1978). Ako zistili Dirner et al. (2012), na haldových poliach Podlipa a Reiner má Fe^{3+} oproti Fe^{2+} výraznú prevahu. Napriek tomu terénne merania fyzikálno-chemických parametrov (pH a Eh), výpočet Eh a použitie



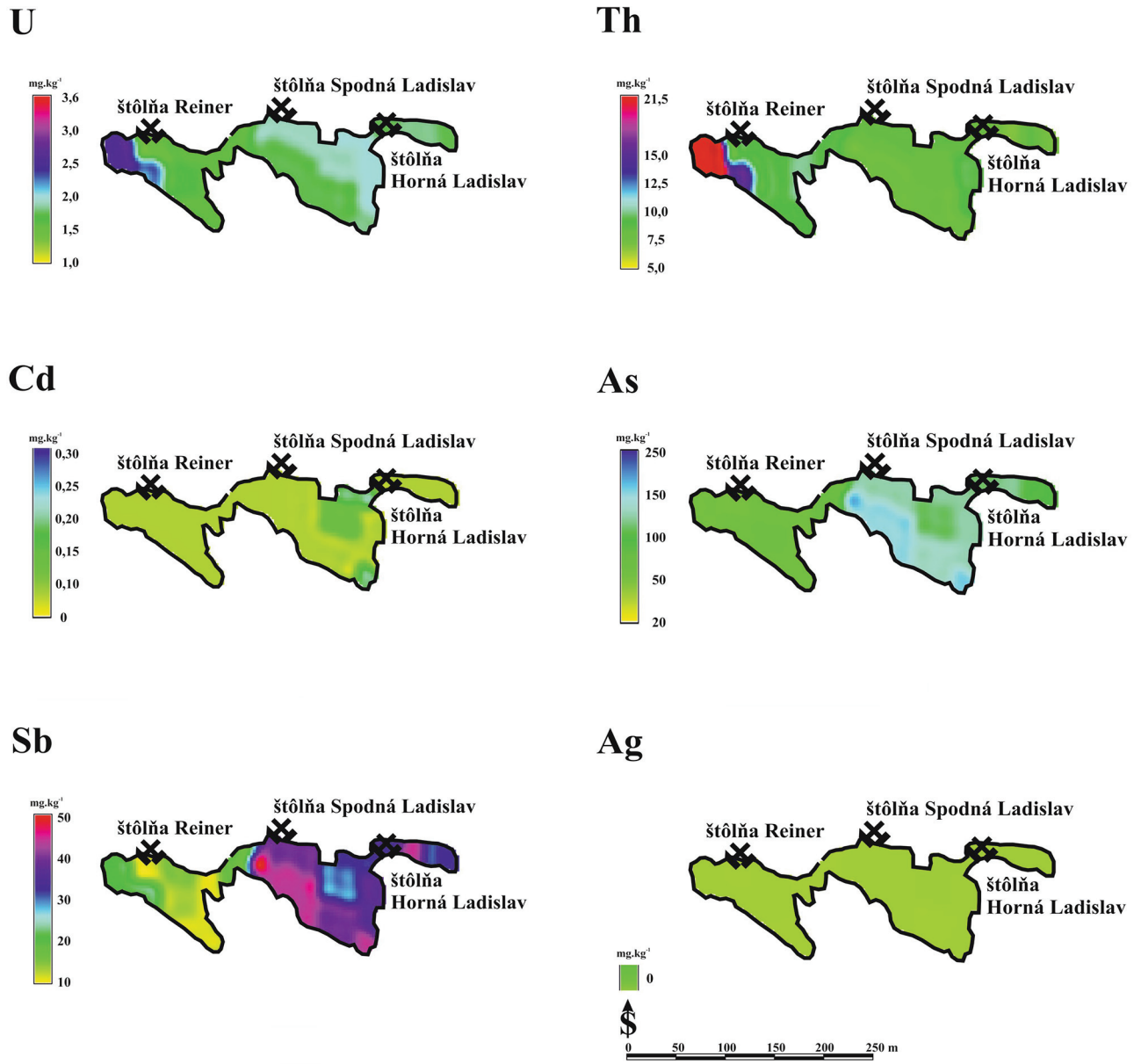
Obr. 4. Priestorová distribúcia U, Th, Cd, As, Sb a Ag na haldovom poli Podlipa.

Fig. 4. U, Th, Cd, As, Sb and Ag distribution at dump-field Podlipa.

aktivitného diagramu zložiek v systéme Fe^{+3}–SO_4^{-2}–H_2O (podľa Sato, 1960, 1960a) naznačili, že hlavnou formou výskytu Fe v sedimentoch a pôdach haldových polí Podlipa a Reiner by mohla byť síranová forma – $FeSO_4$ (Dirner et al., 2012), čo je v rozpore s údajmi, že v materiáli haldových polí sa potvrdil značný výskyt sulfidickej síry (Andráš et al., 2009). Túto disproporciu možno vysvetliť tým, že Fe sa v sulfidickej forme vyskytuje len v nezvetraných horninových úlomkoch, ktoré počas merania pH a Eh vzhľadom na časový faktor (60 minút) nevstúpili počas analytických procedúr do reakcie. Možnosť výskytu Fe aj v sulfidickej forme indikujú aj vypočítané hodnoty R^2, ktoré sú na rozdiel od hodnôt získaných na základe terénnych meraní pH a Eh na hranici polí stability $FeSO_4$ a FeS_2 (Dirner et al., 2012).

Síran železitý $FeSO_4$ je v neutrálnych a slabo acidných roztokoch, ktoré sú typické pre študované haldové polia Podlipa a Reiner, nestály a hydrolyzuje za vzniku kyseliny sírovej a alkalických síranov, ktoré nakoniec prechádzajú na hydroxid železitý – goethit, resp. hydrogoethit, t. j. limonit. V takýchto podmienkach (pH 6,5 – 7,5) je Ni síce mobilnejší ako Fe (Zaujec, 1999), vysoká sorpčná schopnosť limonitu $2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$ a schopnosť Ni^{2+} precipitovať vo forme koloidných hydrokremičitanov bezprostredne na zvetrávanom substráte vysvetľujú možnosť korelácií Fe/Ni.

Najvyššia koncentrácia Pb bola zistená na plošinách haldových polí. Olovo sa vyznačuje výraznými chalkofilnými vlastnosťami a v pôde vystupuje spravidla vo forme Pb^{2+}



Obr. 5. Priestorová distribúcia U, Th, Cd, As, Sb a Ag na haldovom poli Reiner.

Fig. 5. U, Th, Cd, As, Sb and Ag distribution at dump-field Reiner.

Tab. 2
ICP-MS analýza sedimentov a pôdy na haldovom poli Reiner
ICP-MS analyses of sediments and soil from Reiner dump-field

Vzorka	Fe	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Ni	Co	Cd	U	Th	Ag
	%	mg · kg^{-1}										
1	2,35	1 891	18	26	25	16	26	42	<0,1	3,0	19,9	0,8
2	2,58	2 433	19	35	31	17	30	51	<0,1	2,6	13,2	0,8
3	1,40	2 607	15	29	22	7	26	46	<0,1	1,7	8,4	0,6
4	2,27	3 557	18	35	31	10	32	56	<0,1	1,8	8,3	0,8
5	2,05	3 155	24	32	37	9	28	43	<0,1	1,9	8,4	0,8
6	1,47	2 816	15	26	28	7	25	46	<0,1	1,8	8,2	0,6
7	1,34	4 136	9	27	26	7	25	43	<0,1	1,8	9,0	0,7
8	1,80	4 095	27	25	53	13	24	39	<0,1	1,8	8,4	0,7
9	2,31	6 664	16	20	144	32	39	75	<0,1	2,2	7,6	1,0
10	2,40	8 663	14	19	184	36	41	85	<0,1	2,0	6,9	1,1
11	2,40	6 021	14	20	156	32	34	74	<0,1	2,0	7,0	0,8
12	1,98	5 447	23	18	120	24	46	62	0,1	2,2	7,4	1,6
13	2,23	7 044	23	19	139	26	53	58	0,2	2,3	7,7	1,6
14	2,76	6 409	17	23	142	30	44	91	<0,1	2,3	8,5	1,0
15	2,36	6 448	14	19	150	29	41	88	<0,1	2,3	8,2	0,9
16	3,01	8 595	19	30	192	36	49	124	0,2	2,1	7,0	1,3
17	2,14	4 079	29	20	97	27	33	63	<0,1	2,0	6,7	0,9
18	2,03	3 302	25	25	105	25	43	73	<0,1	2,1	7,6	1,0
19	2,18	2 891	39	23	135	36	46	40	<0,1	2,1	6,5	1,2
20	2,18	2 777	29	20	122	27	41	51	<0,1	2,0	7,4	1,1

(menej aj Pb^{4+}). Väčšina jeho sekundárnych minerálov (síranov a uhličitanov) je vo vode zle rozpustná (Polański a Smulikowski, 1978; Alloway, 1995), a preto Pb migrovalo dole svahmi len veľmi obmedzene. Interval v blízkosti neutrálnej hodnoty pH v študovaných lokalitách (Andráš et al., 2009) znižuje kinetiku oxidácie pyritu, a preto je potenciál haldového materiálu produkovať aciditu (kyselinu sírovú), ktorá by mohla umožniť intenzívnejšiu migráciu Pb, značne obmedzený. Vzhľadom na geochemickú charakteristiku Pb a Th bolo možné očakávať vzájomnú príčinnú závislosť medzi týmito prvkami, keďže v prírode najhojnejšie zastúpený izotop Pb^{208} vzniká rádioaktívnym rozpadom Th^{232} (Rollinson, 1993). Vzájomná korelácia týchto dvoch prvkov je však v obidvoch študovaných lokalitách mimoriadne nízka: na Podlipe ju vyjadruje hodnota korelačného koeficientu r = 0,084 a na Reineri dokonca záporná hodnota koeficientu r = –0,193. Nezistila sa ani korelácia Pb/U.

Co- a Ni-mineralizácia je typická pre neďaleké ložisko Kolba, kde sa popri Cu rudách vyskytuje aj Ni-Co mineralizácia. Na Podlipe a Reineri je obsah Co pomerne nízky a významnejšie koreluje len s Cu (Podlipa: r = 0,437; Reiner: r = 0,812), v lokalite Reiner aj s As (r = 0,771) a Fe (r = 0,692). Co je v alkalickom prostredí imobilný, v acidných podmienkach sa oxidy, hydroxidy a karbonáty Co ľahko rozpúšťajú (Čurlík a Šefčík, 1999). Korelácia Co/As Co/Fe je daná príbuznými chemickými vlastnosťami Co/Fe.

Korelácia dvoch kovov Co/Ni, ktoré v primárnych rudách vystupujú spravidla spoločne, je v zóne hypergenézy pomerne nízka (Podlipa: r = 0,437; Reiner: r = 0,595), pretože pri zvetrávaní dochádza k ich geochemickému rozdeleniu. Ni^{2+} prechádza na koloidné hydrokremičitany a precipituje bezprostredne na zvetrávaných horninách alebo rudách. Kobalt iba v malej miere sprevádza v tomto procese Ni pri jeho akumulovaní v sekundárnych hydrokremičitanoch, rýchlejšie oxiduje na Co^{3+}, pričom je vylúhovaný a imobilizuje sa vo forme gélovej zmesi oxidov kobaltu a hydroxidov Mn ďalej od zdrojovej oblasti (Polański a Smulikowski, 1978; Reimann a Caritat, 1998). Ako vidieť na obr. 2, Co je z haldových polí na rozdiel od Ni vyplavovaný intenzívnejšie.

Zn a Cd sa akumulujú hlavne na haldovej terase medzi štôlňami Jakob a Mária Empfängnis pri ústí bezmennej štôlne v nevýraznej terénnej depresii lesnej cesty (obr. 2, 3). Napriek zvýšenej acidite (podľa Dirnera et al., 2012, sa terasy háld oproti svahom vyznačujú zvýšenou aciditou) tu pravdepodobne nedochádza v dôsledku izolácie lokality ílovým podložím k výraznejšej migrácii (vyplavovaniu) Zn a Cd.

V procese zvetrávania sulfidických rúd prechádzajú Zn a Cd ľahko do roztoku. Z rozpustných foriem Zn treba spomenúť predovšetkým Zn^{2+}, $[Zn(OH)_2(aq)]^0$, $[Zn(OH)_3]^-$, $[Zn(OH)_4]^{2-}$, $[Zn(CO_3)_2]^{2-}$, $[ZnHCO_3]^+$. Vo vodách s veľkou koncentráciou síranov sa môže vyskytovať tiež iónový asociát $[ZnSO_4(aq)]^0$ (Pitter, 1990). Často sa vyskytuje v asociácii s hydroxidmi Fe a Al a ílovými minerálmi (Kabata-Pendias a Pendias, 2000). V prítomnosti organickej hmoty sa formujú rozpustné komplexy a cheláty Zn a zvyšujú jeho mobilitu. Komplexy $ZnSO_4^0$ a $ZnHPO_4^0$ môžu výrazne prispieť k celkovému obsahu Zn v roztoku (Alloway, 1995). Kation Cd^{2+} pri zvetrávaní tvorí komplexné ióny (napr. $[CdCl]^+$, $[CdOH]^+$) a organické cheláty. Na haldových poliach Podlipa a Reiner neboli vždy podmienky na mobilizáciu Zn a Cd napriek neprítomnosti karbonátov, ktoré môžu iniciovať precipitáciu Cd (Kabata-Pendias a Pendias, 2000), ideálne (pH od 3,47 do 6,48; Andráš et al., 2009; Dirner et al., 2012), pretože Zn a Cd

sú najmobilnejšie v kyslých pôdach s rozpätím hodnôt pH 4,5 – 5,5 (Polanski a Smulikowski, 1978; Kabata-Pendias a Pendias, 2000). Zaiste práve tieto podmienky umožnili na Podlipe koreláciu Cd/Pb (r = 0,884) a na Reineri Cu/Sb (r = 0,870 a 0,652).

V supergénnych podmienkach sa Cd môže počas migrácie od Zn oddeliť, pretože Cd-sulfid sa oxiduje pomalšie ako Zn-síran (preto sa Cd niekedy zo sfaleritu uvoľňuje v podobe žltých náletov a povlakov greenockitu – CdS). V študovaných lokalitách k oddeleniu Zn a Cd nedošlo. Zn aj Cd boli pravdepodobne v dôsledku svojej vysokej mobility zo sedimentov (a pôdy) uvoľnené a naakumulované v terénnej depresii na haldovej plošine medzi štôlňami Mária Empfängnis a Jakob (obr. 2, 3), odkiaľ už nemohli byť ďalej odplavené, a preto vykazujú stále značný stupeň vzájomnej korelácie Cd (Podlipa: r = 0,874; Reiner: r = 0,564). Zároveň je však potrebné vziať do úvahy, že mimoriadne nízky obsah Cd robí výpočet korelačného koeficientu značne problematickým.

Pre horniny permského veku, v ktorých je situovaná Cu mineralizácia na ložisku Ľubietová, je typický zvýšený obsah U a Th. Najvyššia koncentrácia U a Th sa potvrdila v sedimentoch pri ústí štôlní. Vzhľadom na geochemickú príbuznosť U a Th je ich vzájomná korelácia pomerne nízka (Podlipa: r = 0,586; Reiner: r = 0,734). Je to spôsobené rozdielnou mobilitou U a Th v supergénnych podmienkach. Pri zvetrávaní je síce U^{4+} relatívne imobilný, vo vodách, ktoré sa vyznačujú vysokým oxidačno-redukčným potenciálom, sa však oxiduje na U^{6+} a prechádza do roztoku (Tölgyessy et al., 2001). Tórium zostáva vo forme Th^{4+} a je len málo mobilné. Práve v dôsledku väčšej mobility urán nadobúda v roztokoch značnú prevahu nad Th (Polański a Smulikowski, 1978) a je schopný migrovať do väčších vzdialeností.

Koncentrácia As je vyššia na haldovom poli Podlipa a koncentrácia Sb na haldovom poli Reiner. Tento rozdiel indikuje odlišné kvantitatívne zastúpenie minerálov tetraedritovo-tennantitovej skupiny v jednotlivých lokalitách a z toho vyplývajúcu rozdielnu priestorovú distribúciu As a Sb.

Pri zvetrávaní sa arzénové rudné minerály ľahko oxidujú, pričom As prechádza z formy As^{3+} na As^{5+}, tvoriac zlúčeniny kyseliny arzeničnej (Lin a Puls, 2000). Tá je rozpustná vo vode, ale len zriedka môže migrovať na väčšie vzdialenosti, pretože rýchle reaguje s katiónmi ťažkých kovov a As sa viaže vo forme rozličných arzeničnanov (Gibon, 2003; Selhub et al., 2007). As nevytvára v sedimentoch a pôde samostatné katióny, ale vystupuje vo forme $[H_2AsO_4]^-$ a čiastočne aj v mobilnejšej forme $[H_3As_3O_3]^0$, čo potvrdzujú aj výsledky, ktoré prezentovala Franková et al. (2012). $[H_3AsO_3]^0$ forma je dominantná pri nízkych hodnotách pH a Eh (O´Neill, 1990).

As vo vode vystupuje najčastejšie vo forme $[HAsO_4]^{2-}$, zriedkavejšie aj ako $[H_2AsO_4]^-$ a $[HAsO_2]^0$ (Greenwood a Earnshaw, 1990), alebo komplexných iónov (Fergusson, 1990). V redukčných podmienkach je mobilita As daná väzbou arzeničnanov a arzenitanov na povrch minerálov, hlavne na Fe-oxyhydroxidy, avšak v sulfidických vodách a v systémoch obsahujúcich sulfidy sa veľká časť rozpusteného As vyskytuje vo forme As-S zlúčenín, ktoré potom zohrávajú významnú úlohu pri rozpúšťaní As-sulfidických minerálov v alkalickom prostredí (Wallschläger a Stadey, 2004).

Sb sa vyskytuje vo vode ako Sb^{5+} a menej ako Sb^{3+}, prípadne vo forme komplexov s organickými kyselinami. Jeho mobilitu kontroluje tvorba chelátových komplexov (Kabata-Pendias a Pendias, 2000). Sb môže byť sorbovaný ílovými minerálmi, aktívnymi formami oxidov a hydroxidov Fe a Al a organickou hmotou. Korelácia distribúcie As/Sb je na Reineri vysoká (r = 0,949) a pomerne významná je aj korelácia As/Fe (r = 0,622) a Sb/Cd (r = 0,652). Na Podlipe sa potvrdila len korelácia As/Fe (r = 0,560).

Sb a As sú dôležitými prvkami určujúcimi zloženie minerálov tetraedrit-tennantitovej série, pričom aj malé rozdiely v pomere Sb/(Sb + As) ovplyvňujú ich charakter (Kharbish, 2007). Je všeobecne dobre známe, že obsah Sb sa v nich vyznačuje negatívnou koreláciou oproti As (Johnson et al., 1986; Kharbish et al., 2007). Koncentrácia As a Sb na študovaných haldových poliach vykazuje jednak pozitívnu, ale aj žiadnu vzájomnú koreláciu, čo môže byť na jednej strane dôsledkom výskytu odlišných As a Sb minerálov (napr. tetraedritu, tennantitu, ako aj početných sekundárnych minerálov), kým na druhej strane grafy pomeru As a Sb vs. Fe (obr. 2, 3) odrážajú pozitívnu vzájomnú koreláciu týchto prvkov, čo naznačuje, že koncentrácia As a Sb nie je závislá len od typu As-Sb prítomných minerálov, ale pravdepodobne aj od zloženia Fe-minerálov vyskytujúcich sa v sedimentoch študovaných haldových polí.

V hypergénnych podmienkach sa Ag oxiduje a mení na rozpustný síran, ktorý podobne ako Ni a Cu reaguje s primárnymi sulfidmi. V prítomnosti $FeSO_4$ precipituje vo forme rýdzeho Ag (Polański a Smulikowski, 1978). Ag koreluje na haldovom poli Reiner s Ni (r = 0,900), menej aj s As (r = 0,664). Na haldovom poli Podlipa sa nepodarilo potvrdiť žiadnu koreláciu medzi obsahom Ag a ďalšími prvkami.

Možno predpokladať, že odlišnosť prejavov geochemického správania sa totožných prvkov v uvedených dvoch lokalitách je daná rozdielnym horninovým prostredím. Vo viac-menej homogénnom prostredí drobových arkózových zlepencov na haldovom poli Reiner migrujú kovy uvoľnené pri zvetrávaní inak ako v pestrejšom horninovom prostredí na Podlipe. Situácia na Podlipe je komplikovaná výskytom dvoch základných typov hornín: drobových zlepencov a arkózových bridlíc, produkujúcich kvalitatívne i kvantitatívne odlišný podiel sekundárnych minerálov (ílových minerálov, hydrogoethitu atď.), ktoré podľa Andráša et al. (2009) patria k hlavným prírodným sorbentom selektívne ovplyvňujúcim migračné schopnosti kovov. Tak napríklad najintenzívnejšia sorpcia As na ílové minerály nastáva pri pH 4, pričom sa na ne oveľa ľahšie sorbuje menej toxický As^{5+} ako toxickejší As^{3+} (Lin a Puls, 2000). Sb^{3+} sa najlepšie sorbuje pri pH 3 – 12, kým maximálna sorpcia Sb^{5+} nastáva pri pH < 7 (Leus et al., 2006). Percento sorbovaného Cd^{2+} výrazne vzrastá pri pH 6,5 – 9, pričom na illit sa sorbuje intenzívnejšie ako na kaolinit (Reid

a McDuffie, 2005). Pomerne široké rozpätie hodnôt pH na Podlipe a Reineri, 4,2 – 7,93 (András et al., 2009), umožňuje rozličnú intenzitu sorpcie na jednotlivých polygónoch študovaných haldových polí. Na distribúciu prvkov môže výrazne vplývať aj vznik rôznych, často metastabilných sekundárnych fáz (fosforečnanov, uhličitanov, oxidov), závislých od faktorov pH a Eh, prípadne od iónových polomerov prvkov.

Záver

Distribúcia jednotlivých kovov na študovaných haldových poliach je nerovnomerná. Závisí od mineralogického zloženia rúd, od pôvodnej koncentrácie uvedených kovov v technogénnych sedimentoch a v pôde odvalov, ako aj od ich migračných schopností a sorpčných vlastností.

Odlišné migračné vlastnosti jednotlivých kovov a z toho vyplývajúce špecifické vzájomné korelačné vzťahy v lokalitách Podlipa a Reiner možno vysvetliť rozdielnym horninovým prostredím a v dôsledku toho rozlične intenzívnou sorpciou na prírodné sorbenty (ílové minerály, limonit a pod.), ktoré vznikajú zvetrávaním primárnych hornín. Distribúcia a korelácia kovov môže byť ovplyvnená aj vstupovaním do rôznych metastabilných fáz a sekundárnych minerálov, ktoré je kontrolované oxidačným stupňom a iónovým polomerom prvkov.

Poďakovanie. Práca vznikla v rámci riešenia grantu APVV-0663-10.

References

Alloway, B. J., 1995: Heavy Metals in Soils. *Chapman & Hall, London, 368 p.*

András, P., Lichý, A., Rusková, J. & Matúšková, L., 2008: Heavy metal contamination of the ladscape at the Ľubietová deposit (Slovakia). *Proceedings of the World Academy of Science, Engineering and Technology, Venice, Italy, 34, 97 – 100.*

András, P., Lichý, A., Križáni, I. & Rusková, J., 2009: The heavy metal sorption on clay minerals and risk of the AMD formation at the Reiner and Podlipa dump-fields at Ľubietová deposit (Slovakia). *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, 4, 2, 133 – 147.*

András, P., Nagyová, I., Samešová, D. & Melichová, Z., 2012: Study of environmental risks at an old spoil dump field. *Polish Journal of Environmental Studies, 21, 6, 1 529 – 1 538.*

Bergfest, A., 1951: Baníctvo v Ľubietovej na medenú rudu. Banská Štiavnica. *Manuskript. Ústredný banský archív pre Slovensko, 89 s.*

Čurlík, J. & Šefčík, P., 1999: Geochemický atlas Slovenskej republiky, časť 5 Pôdy. *MŽP SR a VÚPOP, 99 s.*

Čurlík, J. et al., 2003: Pôdna reakcia a jej úprava. Jaroslav Suchoň Publ., Bratislava, 249 s.

Dirner, V., Krnáč, J., Čmielová, L., Lacková, E. & András, P., 2012: Acidification process in the area of the abandoned Ľubietová--Podlipa Cu-deposit, Slovakia. *GeoScience Engineering, LVIII, 3, 63 – 72.*

Fergusson, J. E., 1990: The heavy metals, chemistry. Environmental impact and health effect. *Pergamon Press, New Zealand, 614 p.*

Franková, H., Čmielová, L., Klimko, T., Lacková, E. & András, P., 2012: Comparative study of Cu, As and Sb toxicity between dump-fields of abandoned Cu-deposits Ľubietová and Špania Dolina (Central Slovakia). *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, 7, 4, 79 – 88.*

Gibon, S., 2003: Micronutrient intakes, micronutrient status and lipid profiles among young people consuming different amounts of breakfast cereals: Further analysis of data from the National Diet and Nutrition Survey of Young People aged 4 to 18 years Cambridge University Press, 6, 815 – 820.

Greenwood, N. N. & Earnshaw, A., 1990: Chemie der Elemente. Würzburg, 1 707 p.

Ilavský, J., Vozárová, A. & Vozár, J., 1994: Ľubietová – štruktúrno--vyhľadávacie vrty LU-1, Lu-2 a Lu-3. *Geol. Ústav D. Štúra, Bratislava, 7 s.*

Johnson, N. E., Craig, J. R. & Rimstidt, J. D., 1986: Compositional trends in tetrahedrite. *Canad. Mineralogist, 24, 385 – 397.*

Kabata-Pendias, A. & Pendias, H., 2000: Trace Elements in Soils and Plants. CRC Press. Boca Ratón, Florida, EEUU, 432 p.

Kharbish, S., 2007: Mineralogical, crystal chemical and spectroscopic investigations of fahlores from Austrian localities. PhD. Thesis, University Wien, Austria, 157 p.

Kharbish, S., Götzinger, M. & Beran, A., 2007: Compositional variations of fahlore group minerals from Austrian localities. *Austrian Journal of Earth Science, 100, 44 – 52.*

Koděra, M. et al., 1990: Topografická mineralógia 2. *Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 518 s.*

Križáni, I., Jeleň, S., Háber, M. & András, P., 2002: Banícke záťaže v banskobystrickom regióne. *Geochémia 2002, Bratislava, 15 – 17.*

Leus, A. K., Mönch, H. & Johnson, C. A., 2006: Sorption of Sb(III) and Sb(V) to goethite: Influence on Sb(III) oxidation and mobilization. *Environmental Science & Technology, 40, 23, 7 277 – 7 282.*

Lin, Z. & Puls, R. V., 2000: Adsorption, desorption and oxidation of arsenic affected by clay minerals and aging process. *Environmental Geology, 39, 7, 753 – 759.*

Mazúr, E. & Lukniš, M., 1980: Regionálne geomorfologické členenie SSR in Atlas SSR. *GÚ SAV, Bratislava.*

O´Neill, P., 1990: Arsenic. *In: Alloway, B. J. (ed.): Heavy metals in soils. Blackie and Son, Glasgow, 5, 83 – 99.*

Pitter, P., 1990: Hydrochemie. *STNL, Praha, 568 s.*

Polański, A. & Smulikowski, K., 1978: Geochémia. *Slovenské pedagogické nakladateľstvo, Bratislava, 607 s.*

Reid, J. D. & McDuffie, B., 2005: Sorption of trace cadmium on clay minerals and river sediments: Effects of pH and Cd(II) concentrations in a synthetic river water medium. *Water, Air & Soil Pollution, 15, 3, 375 – 386.*

Reimann, C. & Caritat, P., 1998: Chemical Elements in the Environment – Factsheets for the Geochemist and Environmental Scientist. *Springer Verlag, Berlin, 398 p.*

Rieuwerts, J. S., Thornton, I., Farago, M. E. & Ashmore, M. R., 1998: Factors influencing metal bioavailability in soils: Preliminary investigations for the development of a critical loads approach for metals. *Chem. Spec. Bioavail., 10, 2, 61 – 75.*

Rollinson, H., 1993: Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Group UK Ltd., 352 p.

Sato, M., 1960: Oxidation of sulfide ore bodies, I. Geochemical environments in therms of Eh and pH. *Economic Geology, 55, 928 – 961.*

Sato, M., 1960a: Oxidation of sulfide ore bodies, II. Oxidation mechanisms of sulfide minerals at 25 °C. *Economic Geology, 55, 1 202 – 1 231.*

Selhub, J., Morris, M. S. & Jacques, P. F., 2007: Vitamin B12 deficiency, higher serum folate is associated with increased total homocysteine and methylmalonic acid concentrations. *Proceedings of the National Academy of Sciences, 104 p.*

Smirnov, S. S., 1956: Oxydační pásmo sulfidických ložisek. *Nakladatelství Československé akademie věd, Praha, 304 s.*

Spiegel, M. R., 1992: Correlation Theory. *In: Theory and Problems of Probability and Statistics, 2nd. New York, McGraw-Hill, 294 – 323.*

Sterckeman, T., Douay, F., Proix, N. & Fourrier, H., 2000: Vertical distribution of Cd, Pb and Zn in soils near smelters in North of France. *Environ. Pollution, 107, 377 – 389.*

Tölgyessy, J., Dillinge, P. & Harangozó, M., 2001: Jadrová chémia. 1. vyd. *Banská Bystrica, FPV UMB, 316 s.*

Wallschläger, D. & Stadey, C. J., 2004: Arsenic geochemistry in reducing environments – influence of arsenic-sulphide interaction on mobility. Fate of arsenic, antimony and similar elements in the environment. Goldschmidt 2004, Copenhagen. A513.

Zaujec, A., 1999: Cudzorodé látky a hygiena pôd. *Nitra, SPU, 103 s.*

Rukopis doručený 30. 5. 2013
Revidovaná verzia doručená 20. 11. 2013
Rukopis akceptovaný red. radou 11. 2. 2014

Characteristic of heavy metals distribution at dump-fields of Cu-deposit Ľubietová

The area of Ľubietová is situated in the central part of the Western Carpathians. The southern part of the area is located, according to the geomorphological classification of Slovakia, in the region of the Slovak Central Mountains, in the Poľana unit (Vysoká Poľana part), the western part in the region of the Slovak Central Mountains in the Zvolen Basin (in the north-western margins of the Bystrica Highlands and the Povrazník Furrow). The north-eastern part is located in the region of the Slovak Ore Mountains in the Veporské vrchy hills (Mazúr and Lukniš, 1980).

In the past, the municipality of Ľubietová, together with its surroundings, represented one of the significant copper ore mining regions. Copper mineralization in the surroundings of the municipality of Ľubietová is developed in three deposits: Podlipa on the eastern edge of the municipality, Svätodušná and Kolba at the end of the Peklo valley, about 5 km east of the municipality, where cobalt, silver and nickel play, besides copper and iron, an important role. In the area around the municipality of Ľubietová, covering the basin of the Hutný stream and the basin of a stream draining the Peklo valley east of the municipality, any mining activities have not been performed and only slight prospecting activities have been carried out since the cessation of mining at the end of the 19th century (Ilavský et al., 1994).

While the surrounding rock of Reiner dump-field is formed by arcoses and rauchwackes, at Podlipa these rocks are accompanied also by arcose schists (nearby of contanct with Permian granitoides). All rocks are intensively influenced by dynamic metamorphosis (Bergfest, 1951; Koděra et al., 1990).

Mining and metallurgical activities, lasting for centuries, formed an extraordinary mining landscape around Ľubietová. A lot of remains of former adits, shafts, ore mills and smelting plants, mine roads, water channels and small as well as large spoil dumps put the finishing touches to the variegated, sloping and forested mountain environment. The mining activity changed considerably the original appearance of a part of the municipality and its surroundings (Križáni et al., 2002).

Ore mineralization is situated in a terrigene crystalline complex of Permian age which consists of greywackes, arcose schists and conglomerates. Probably volcano-sedimentary Cu-(Ag-) mineralization, genetically connected with the basic, intermediate and acid Permian volcanism, was mobilized by granite intrusion during the Alpine orogeny. Vein mineralization is characterized by a rather simple paragenesis represented by quartz, siderite (± calcite and ankerite), chalcopyrite, Ag-bearing tetrahedrite, arsenopyrite, pyrite, barite and rare galena. In the well-developed cementation zone, the main Cu-minerals were cuprite and native copper. The deposit is also famous for the formation of a wide range of rare secondary minerals, such as libethenite, langite, annabergite, aurichalcite, azurite, brochantite, cyanotrichite, erithrine, evansite, euchroite, pharmacosiderite, hemimorphite, chrysocolla, cuprite, limonite, malachite, olivenite, tirolite, pseudomalachite, etc.

Selected heavy metal distribution at studied dump-fields Podlipa and Reiner is controlled by primary content of metals in the dump-substrate, by geochemical behaviour of elements, by their migration ability, sorption properties, and also by pH/Eh values.

The mapping of Fe, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, U, Th, Cd, As, Sb, Ag distribution at the studied dump-fields and study of the reasons and results of their individual migration process is presented in the article. The differences in the geochemical behaviour of the metals at the studied localities are probably caused by different rock surrounding. The homogenous greywacke-rock surrounding at the Reiner dump-field enables more simple interpretation of the migration and distribution features than those at Podlipa dump-field. The geochemical behaviour at Podlipa reflect the more complex rock composition (greywackes and arcose schists) at this ore-field. The migration of metals is probably controlled mainly by the ability of different rocks “produce” clay minerals and some other secondary minerals (e.g. hydrogoethite) during the weathering process an they become natural sorbents of metals. Mentioned reasons cause not only great differences in distribution but also differences in correlation among metal pairs. The complex conditions at Podlipa interfere with usual avaited correlations. Also formation of various metastable phases controlled by pH/Eh and size of ionic radius of elements influence the final distribution.

Mineralia Slovaca, 45 (2013), 225 – 232
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Perspektíva využívania domácich energetických surovín

PETER BALÁŽ

Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Markušovská cesta 1,
052 01 Spišská Nová Ves

Perspective of domestic mineral fuels exploitation

Following the Register of Reserves of Mineral Deposits of the Slovak Republic, dated with state to 1 January 2013, altogether 92 reserved deposits of mineral fuels (anthracite, bituminous rocks, gasoline, brown coal, lignite, mineral oil, uranium and natural gas) were registered in the territory of Slovakia. Total geological reserves reached 1,151 Mt (7 % of all Slovakia´s mineral reserves). At present, brown coal, lignite, mineral oil, natural gas and alginite are exploited. Mining of mineral fuels represented 8 % of total mining output in Slovakia (2011). For electric energy production only brown coal and lignite are used, although significant amount of economic uranium resources were estimated in the territory of Eastern Slovakia. Coal and uranium reserves represent potential capacities efficient to cover about 60 % of mineral fuels demand for country´s electricity production in the future (nuclear and thermal power stations) for about 20 to 40 years, depending on consumption.

Key words: energy mineral resources, energy minerals demand, mining output, reserves lifetime, reserves value, Slovakia

Energetika je kľúčovým faktorom, ktorý ovplyvňuje všetky odvetvia hospodárstva, a zároveň jedným zo základných pilierov ekonomiky. Energetická bezpečnosť je súčasťou národnej bezpečnosti a je jedným z nástrojov na zabezpečenie suverenity, politickej nezávislosti a ekonomickej bezpečnosti (Stratégia energetickej bezpečnosti SR, 2008).

Rámcové dokumenty a stratégie

Vláda SR prijala v minulosti nasledujúce základné dokumenty v oblasti energetiky s potrebou ich aktualizácie, a to:

– Aktualizácia surovinovej politiky SR pre oblasť nerastných surovín (2004)

– Energetická politika SR (2006)

– Stratégia energetickej bezpečnosti SR (2008)

Dokumenty rekapitulujú disponibilné nerastné energetické zdroje, možnosť ich využívania v energetike a prínos pre energetickú bezpečnosť SR.

Aktualizovaná surovinová politika pre oblasť nerastných surovín vyčleňuje strategické energetické suroviny z hľadiska potrieb národného hospodárstva:

– *ropa a zemný plyn:* vlastné geologické zásoby vzhľadom na celkovú spotrebu sú zanedbateľné; v tejto súvislosti má zásadný význam diverzifikácia dovozných kapacít a dobudovanie potrebných rezervných skladovacích kapacít pre ropu a ropné produkty a budovanie podzemných zásobníkov plynu;

– *uhlie:* pre strategickú bezpečnosť výroby elektriny má zásadný význam efektívne využívanie domácich zásob hnedého uhlia a lignitu;

– *urán:* významné zásoby na území SR, zatiaľ nevyužívané, významný potenciál pre výrobu elektrickej energie.

Cieľom Energetickej politiky SR v dlhodobom horizonte je zabezpečiť taký objem výroby elektriny, ktorý pokryje dopyt na ekonomicky efektívnom princípe, ďalej zabezpečiť s maximálnou efektívnosťou bezpečnú a spoľahlivú dodávku všetkých foriem energie v požadovanom množstve a kvalite a znižovať podiel hrubej domácej spotreby energie na hrubom domácom produkte. Na dosiahnutie tohto cieľa sa stanovili základné priority:

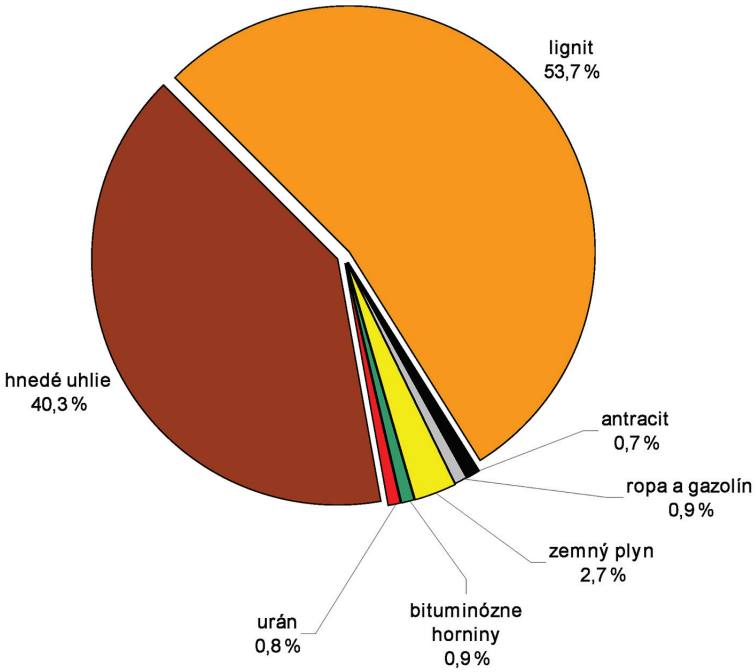
– *využívať domáce primárne energetické zdroje* na výrobu elektriny a tepla na ekonomicky efektívnom princípe,

– *využívať jadrovú energiu* ako diverzifikovanú, ekonomicky efektívnu a primerane environmentálne akceptovateľnú možnosť výroby elektriny.

Stratégia energetickej bezpečnosti SR rozpracováva scenáre vývoja energetickej bezpečnosti SR pre energetické nerastné suroviny (uhlie, ropu, zemný plyn a urán) s prioritami do r. 2030.

Prehľad zásob a ťažby

Podľa Bilancie zásob výhradných ložísk SR (BZVL SR) k 1. 1. 2013 je na území Slovenskej republiky evidovaných celkom 92 výhradných ložísk energetických surovín (antracit, bituminózne horniny, gazolín, hnedé uhlie, lignit, neživičné plyny, ropa neparafinická, ropa poloparafinická, urán, zemný plyn) v množstve 1 151 285 kt (vrátane podzemných zásobníkov zemného plynu). Najvýznamnejšiu časť predstavujú zásoby hnedého uhlia



Obr. 1. Štruktúra zásob energetických surovín v roku 2012 (celkom 1 151 mil. t).

Fig. 1. Reserves structure of mineral fuels in 2012 (total 1,151 Mt).

a lignitu (spolu 94 % z celkových zásob energetických surovín). Prehľad evidovaných zásob a ťažby v roku 2012 je prezentovaný v tab. 1. Štruktúra zásob energetických surovín je na obr. 1.

V súčasnosti sú na Slovensku exploatované ložiská hnedého uhlia, lignitu, ropy a zemného plynu. Uránové rudy sa neťažia, ťažba prebiehala v minulosti len v obmedzenom meradle, hlavne v rámci prieskumnej činnosti vykonávanej banským spôsobom. Celkom sa od roku 1949 vyťažilo cca 210 t U (Daniel et al., 2005). V malom množstve sú ťažené bituminózne horniny (alginit), nie však na energetické účely.

Zhodnotenie zásob z hľadiska využiteľnosti a životnosti

V rámci analýzy stavu a reálnej technologickej a ekonomickej vyťažiteľnosti zásob energetických surovín (Baláž et al., 2010) boli vyselektované konkrétne ložiská, resp. ich časti (bloky), ktoré boli variantne ekonomicky zhodnotené. Nasledujúce údaje predstavujú aktualizáciu dát za rok 2012.

Hnedé uhlie a lignit

Prehodnotením jednotlivých ložiskových objektov na úrovni blokov zásob s ohľadom na aktuálne bansko-technické a ekonomické podmienky (vychádzajúc z prevádzkových údajov ťažobných spoločností) boli ako perspektívne vybrané zásoby na 6 ložiskách (tab. 2).

Zásoby bilančné voľné reprezentujú zásoby z výpočtov zásob ložísk alebo ich častí, ktoré spĺňajú aktuálne technické a technologické podmienky exploatácie (otvárka, príprava, dobývanie) na úrovni geologickej štúdie.

Zásoby vyťažiteľné predstavujú hospodársky potenciál ložiska. Prehodnotením zásob na úrovni blokov zásob boli vyselektované ložiská, resp. ich časti (bloky), ktoré sú využiteľné v súčasnosti s ohľadom na aktuálne bansko-technické a ekonomické podmienky (ceny, náklady, investície – zohľadňuje sa minimálna životnosť zásob z hľadiska návratnosti investovaných prostriedkov na otvárku, sprístupnenie ložiska, nákup technológií a ťažbu), vychádzajúc z prevádzkových údajov ťažobných spoločností. Z uvedených bilančných voľných zásob boli aplikáciou redukčných koeficientov (výrubnosť, plošné straty, znečistenie, odpisy) odhadnuté reálne vyťažiteľné zásoby na jednotlivých ložiskách (Baláž et al., 2010).

Z celkového množstva evidovaných geologických zásob hnedého uhlia a lignitu **(1 082 Mt)** predstavuje kvalifikovaný odhad ekonomicky vyťažiteľných zásob **9,4 %.** Zásoby na ostatných evidovaných uhoľných ložiskách sú vzhľadom na posudzované parametre (množstvo zásob, minimálna hrúbka slojov, kvalita suroviny, bansko-technické podmienky, strety záujmov, odhad vyvolaných investícií) považované za ekonomicky a technologicky nevyužiteľné a nie je ich možné dobývať bez výrazných hospodárskych strát. Možnosť overenia nových ekonomicky ťažiteľných zásob je vzhľadom na stupeň preskúmanosti územia SR nepravdepodobná. Z uvedeného je zrejmé, že vzhľadom na predpokladaný objem ťažby a overené vyťažiteľné zásoby je životnosť zásob uhlia obmedzená rádovo na desiatky rokov. Podstatná časť produkcie bude od roku 2020 pochádzať z ložísk Nováky a Gbely – dubňanský sloj. Prehodnotením zásob na ložiskách Modrý Kameň a Horné Strháre by sa v prípade priaznivého výsledku mohla po rozšírení ťažby domáca produkcia zvýšiť o minimálne 500 kt. Z dlhodobého hľadiska je perspektívne aj prehodnotenie časti zásob vyhovujúcich ekonomickým a bansko-technickým podmienkam na ložisku lignitu Beladice, ktoré by poskytlo surovinu na 20 až 30 rokov (podľa výšky ročnej ťažby). Základným predpokladom dobývania na uvedených ložiskách je zabezpečenie odbytu vyťaženého uhlia (strategickým odberateľom budú naďalej Elektrárne Nováky) pri zachovaní ekonomickej efektivity ťažby.

Energetická surovinová základňa Slovenska poskytuje kapacity, ktoré sú pri využití všetkých dostupných domácich zdrojov teoreticky schopné pokryť 100 % dopytu po hnedom uhlí pre prevádzku Elektrárne Nováky na obdobie cca 40 rokov. Prognóza je založená na predpoklade ťažby ložísk Nováky, Handlová, Cigeľ a Gbely, pokračovania ťažby a sprístupnenia zásob 3. sloja na ložisku Modrý Kameň a Horné Strháre, sprístupnenia zásob v 12. ťažobnom poli ložiska Nováky a otvárky ložiska Beladice (Baláž et al., 2010).

Tab. 1
Prehľad zásob a ťažby energetických surovín SR v roku 2012 podľa BZVL SR k 1. 1. 2013
Review on reserves and mining output of mineral fuels in Slovakia in 2012
(according to the Register of Reserves of Reserved Mineral Deposits of the Slovak Republic, state to 1. 1. 2013)

Surovina Mineral fuel	Antracit [kt] Anthracite [kt]	Bituminózne horniny [kt] Bituminous rocks [kt]	HZP – gazolín [kt] CNG [kt]	Hnedé uhlie [kt] Brown coal [kt]	Lignit [kt] Lignite [kt]	Ropa neparafinická [kt] Crude oil non-paraffinic [kt]	Ropa poloparafinická [kt] Crude oil semiparaffinic [kt]	Urán [kt] Uranium [kt]	Zemný plyn [mil. m^3] Natural gas [Mm^3]	PZZP [mil. m^3] UNGR [Mm^3]
Počet ložísk spolu/Number of deposits	1	1	9	11	8	3	8	2	36	13
– z toho ťažených – exploited	0	1	2	4	1	1	4	0	12	2
Geologické zásoby spolu Geological reserves total	**8 006**	**10 793**	**394**	**463 706**	**618 331**	**3 421**	**6 341**	**9 303**	**24 480**	**6 510**
– bilančné (Z-1 + Z-2) – economic (Z-1 + Z-2)	0	6 682	149	58 147	89 997	7	126	2 328	5 472	3 328
– bilančné (Z-3) – economic (Z-3)	2 008	4 111	51	101 214	188 317	1 585	0	3 099	3 266	0
– nebilančné (N) – potentialy economic (N)	5 998	0	194	304 345	340 017	1 829	6 215	3 876	15 742	3 182
Ťažba 2012* Mining 2012*	**0**	**2**	**2**	**1 964**	**136**	**1**	**11**	**0**	**93**	**13**

Vysvetlivky: *ťažba nad 0,5 kt/mil. m^3 ročne; 1 mil. m^3 = 1 kt; HZP – horľavý zemný plyn (gazolín); PZZP – podzemné zásobníky zemného plynu; Z-1 – overené zásoby; Z-2 – pravdepodobné zásoby; Z-3 – predpokladané zásoby

Explanations: *mining over 0.5 kt/Mm^3 yearly; 1 Mm^3 = 1 kt; CNG – combustible natural gas (gasoline); UNGR – underground natural gas reservoirs; Z-1 – proved reserves; Z-2 – probable reserves; Z-3 – supposed reserves

Reálne je však vzhľadom na technicko-ekonomické a odbytové podmienky možné v prípade ložiska Handlová uvažovať o ukončení ťažby do 10 rokov, v prípade ložiska Handlová – Cigeľ do 3 rokov, v súlade s energetickou politikou štátu a stratégiou energetickej bezpečnosti. Tzv. sociálna ťažba na ložisku Modrý Kameň bola uznesením vlády č. 611/2009 (likvidačné práce v podzemí a doťažba zásob 2. sloja) predĺžená do konca roku 2014.

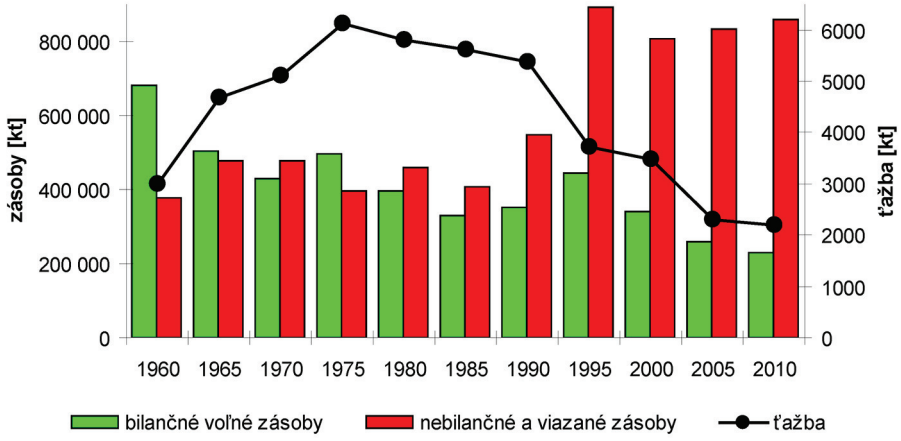
Po vyčerpaní zásob dobývateľných štandardným spôsobom existuje teoretická možnosť využívania ostatných zásob pomocou nových technológií podzemného splyňovania uhlia a výroby syntézneho plynu na energetické alebo petrochemické účely. Na Slovensku sa problematike venovali v 60. rokoch minulého storočia na ložisku Lakšárska Nová Ves, avšak vzhľadom na nepriaznivé geologické a hydrogeologické podmienky boli prevádzkové pokusy neúspešné. V riešení boli, resp. sú výskumné projekty realizované na Technickej univerzite v Košiciach na Fakulte baníctva, ekológie, riadenia a geotechnológií (v spolupráci s ťažobnými organizáciami), zamerané na problematiku podzemného splyňovania uhlia (VEGA, APVV). Po ich zhodnotení bude možné odporučiť ďalší postup.

Ropa a zemný plyn

Prehodnotením jednotlivých ložiskových objektov s ohľadom na aktuálne technické a ekonomické podmienky (vychádzajúc z prevádzkových údajov ťažobných spoločností) boli ako perspektívne vybrané zásoby na 8 ložiskách ropy a gazolínu (tab. 3) a 11 ložiskách zemného plynu (tab. 4).

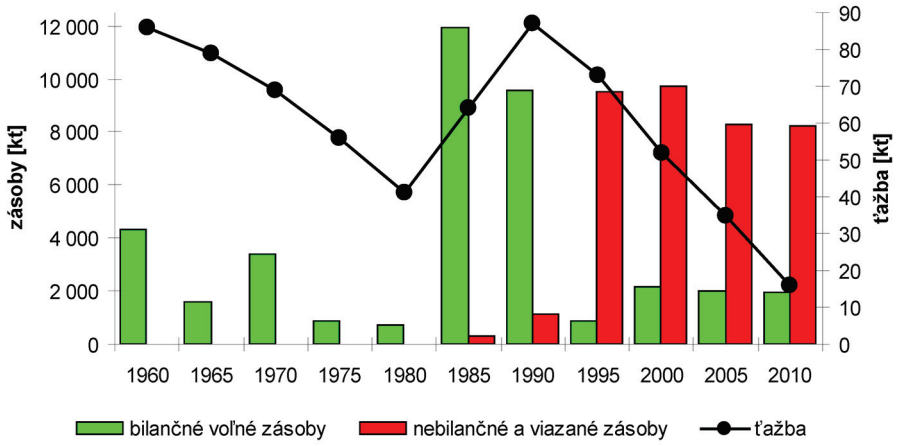
Evidované bilančné zásoby kategórie Z-1 voľné sú považované za vyťažiteľné. Reprezentujú otvorené zásoby pripravené na ťažbu. Zásoby kategórií Z-2 a Z-3 si vyžadujú ďalšie investície na prieskum, medzi vyťažiteľné zásoby sú zahrnuté len tie, z ktorých je realizovaná ťažba. Ostatné zásoby sú nebilančné a vo väčšine prípadov sú kategorizované ako viazané, keďže nie je možné ich hospodárske využitie (sú viazané v kolektorských horninách a technologicky nedobývateľné). Zásoby Z-1 bilančné voľné v tomto prípade reprezentujú zásoby, ktoré spĺňajú súčasné technické a technologické podmienky exploatácie a sú aktualizované na základe údajov ťažobných organizácií. Nie sú preto v niektorých prípadoch totožné s množstvom bilančných voľných zásob uvádzaných v BZVL SR.

Z celkového množstva evidovaných geologických zásob ropy a gazolínu **(10 156 kt)** predstavuje podiel ekonomicky vyťažiteľných zásob **1,6 %.** V prípade zemného plynu



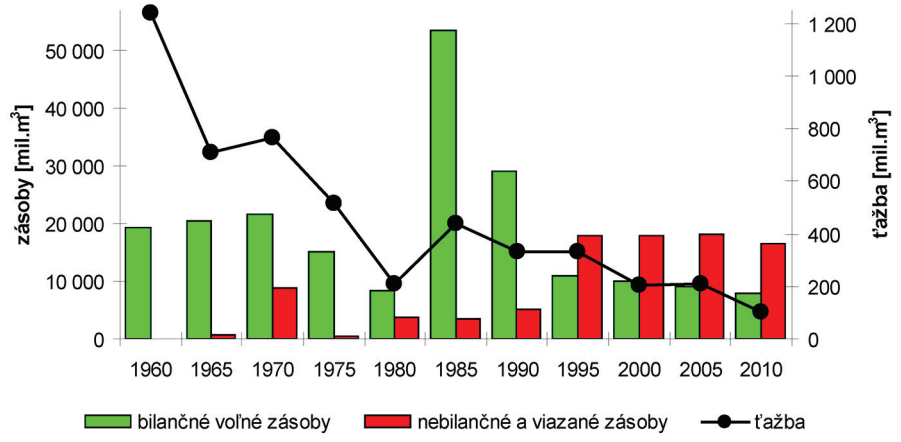
Obr. 2. Vývoj zásob a ťažby hnedého uhlia a lignitu (1960 – 2010).

Fig. 2. Reserves and mining development of brown coal and lignite (1960–2010).



Obr. 3. Vývoj zásob a ťažby ropy a gazolínu (1960 – 2010).

Fig. 3. Reserves and mining development of crude oil and combustible natural gas – gasoline (1960–2010).



Obr. 4. Vývoj zásob a ťažby zemného plynu, bez PZZP (1960 – 2010).

Fig. 4. Reserves and mining development of natural gas, excluding UNGR (1960–2010).

Tab. 2
Ložiská hnedého uhlia a lignitu s vyťažiteľnými zásobami suroviny (2012)
Brown coal and lignite deposits with exploitable reserves (2012)

Ložisko Deposit	Zásoby bil. voľné Reserves economic Mt	Zásoby vyťažiteľné Reserves exploitable Mt	Kapacita ročnej ťažby Yearly mining capacity kt	Teoret. životnosť zásob Theoretical reserves lifetime roky/years
Nováky	38,595	23,813	1 200	20
Handlová	13,404	8,087	350	23*
Handlová – Cigeľ	16,630	8,264	500	17*
M. Kameň + H. Strháre	47,364	21,295	1 000	21**
Beladice	42,475	20,625	1 000	21 (neťaží sa)
Gbely – dub. sloj	45,820	20,086	500	40
Spolu/Total	**204,29**	**102,169**		

Vysvetlivky: *reálna životnosť baní vzhľadom na aktuálne technicko-ekonomické a odbytové podmienky odhadovaná v prípade Bane Handlová do 10 rokov, Bane Cigeľ do 3 rokov.
**tzv. sociálna ťažba, uznesením vlády 611/2009 predĺžená do konca 2014.

Explanations: *real mines lifetime in regard to actual technical and economic conditions are estimated to 10 years (Handlová mine), respectively 3 years (Cigeľ mine).
**so-called social mining according to the Government Decree No. 611/2009 prolonged to the end of 2014.

Tab. 3
Ložiská ropy a gazolínu s vyťažiteľnými zásobami suroviny (2012)
Deposits of crude oil with exploitable reserves (2012)

Ložisko Deposit	Sur. Type	Geologické zásoby Geological reserves kt	Zásoby bil. voľné Reserves economic kt	Kapacita ročnej ťažby Yearly mining capacity kt	Teoret. životnosť zásob Theoret. reserv. lifetime roky/years
Závod – mezozoikum	G	134	20	1	20
Bánovce nad Ondavou	G	22	8	0,5	16
Ptrukša	G	19	2	0,5	4 (neťaží sa)
Senné	G	137	6	3	2
Stretava	G	51	2	0,5	4
Gbely	RN	1 144	3	1	3
Gajary – báden	RP	1 938	117	10	12
Jakubov	RP	165	7	2	4
Spolu/Total		**3 610**	**165**		

Vysvetlivky: G – gazolín; RN – ropa neparafinická; RP – ropa poloparafinická

Explanations: G = CNG – gasoline; RN – crude oil non-paraffinic; RP – crude oil semi-paraffinic

Tab. 4
Ložiská zemného plynu (okrem PZZP) s vyťažiteľnými zásobami suroviny (2012)
Deposits of natural gas (excluding UNGR) with exploitable reserves (2012)

Ložisko Deposit	Geologické zásoby Geological reserves mil. m^3/Mm^3	Zásoby bil. voľné Reserves economic mil. m^3/Mm^3	Kapacita ročnej ťažby Yearly mining capacity mil. m^3/Mm^3	Teoret. životnosť zásob Theoret. reserv. lifetime roky/years
Gajary – báden	501	31	10	3
Jakubov – juh	96	5	1	5
Jakubov	371	61	5	12
Závod – mezozoikum	3 786	461	25	18
Bánovce nad Ondavou	1 114	436	10	40
Senné	2 606	214	25	9
Stretava	2 949	131	5	25
Trhovište – Pozdišovce	738	43	8	5
Studienka	380	49	2	25
Trebišov	60	53	1	50
Horná Krupá	14	10	1	10 (neťaží sa)
Spolu/Total	**12 615**	**1 494**		

Poznámka/Note: 1 mil. m^3 = 1 kt/1 Mm^3 = 1 kt

(24 480 mil. m^3) sa podiel ekonomicky vyťažiteľných zásob odhaduje na **6,1 %.** Množstvo evidovaných bilančných voľných zásob teoreticky predstavuje surovinovú základňu na desiatky rokov pri zachovaní súčasnej výšky ťažby. Predpokladaná reálna životnosť bilančných voľných zásob je však vzhľadom na technicky a ekonomicky náročné doťažovanie existujúcich ložísk odhadovaná pri rope na 10 – 15 rokov, pri zemnom plyne, vzhľadom na podstatne väčšie overené zásoby a časť ložísk v prieskume, môže byť vyššia, čo je podmienené aj úspešnosťou nových prieskumných prác. Kapacita ročnej ťažby je odhadovaná z produkcie za posledné 3 roky. Zásoby na ostatných evidovaných ložiskách sú vedené ako nebilančné, resp. viazané, a perspektívne ich nie je možné zahrnúť do predmetného bilancovania, aj keď v niektorých prípadoch sa na nich vykazuje úbytok ťažbou.

Ropa je obchodná komodita, ktorá je mimoriadne citlivá na politický a hospodársky vývoj vo svete (vojny, ekonomické krízy, rastúca spotreba v rýchlo sa rozvíjajúcich krajinách, kartelové dohody, pokles hodnoty USD, trhové špekulácie a pod.). Napriek tomu, že trhové spot ceny sú aktuálne a smerodajné pre obchodovanie s ropou, pri konkrétnych obchodoch sú rozhodujúce zmluvné ceny.

Budúcnosť ťažby ropy a zemného plynu na Slovensku závisí od úspešnosti realizovaného prieskumu. Neogén Viedenskej panvy a Východoslovenskej nížiny predstavuje oblasti s vysokým stupňom preskúmanosti, avšak obmedzeným potenciálom do budúcnosti. Existuje potenciál viazaný na projekty, v ktorých sa bude počítať s overovaním ropy a zemného plynu do hĺbok 4 až 6 km v uvedených klasických oblastiach. Tie sa už vo Viedenskej panve začali realizovať, zatiaľ však bez úspešného výsledku. Nádeje sa vkladajú aj do prieskumu v nových oblastiach flyšu, Podunajskej panvy a vnútrokarpatského paleogénu.

Hospodársky význam domácej produkcie ropy a zemného plynu je z hľadiska výšky celkovej spotreby zanedbateľný. Vyťažené priestory sú však po konverzii vhodné na využitie ako podzemné zásobníky zemného plynu (PZZP). Zásobníky sú situované v južnej časti slovenského úseku Viedenskej panvy a v J časti Podunajskej panvy. Ide o prírodné horninové štruktúry a podzemné priestory, ktoré vznikli dobývaním výhradného ložiska, a tie boli v priebehu ťažby výhradného ložiska konvertované na PZZP, v ktorých sa uskladňuje importovaný zákaznícky plyn. Taktiež sa evidujú ako výhradné ložiská napriek tomu, že nejde o prirodzenú akumuláciu nerastnej suroviny. Podzemné zásobníky zemného plynu, aj keď nie sú ložiskami energetickej suroviny v klasickom ponímaní, majú mimoriadny význam a prínos pre ekonomiku Slovenska, keďže ich využívanie úzko súvisí s energetickou bilanciou a surovinovým zázemím štátu. S podzemnými zásobníkmi plynu bezprostredne súvisí aj transport zemného plynu cez naše územie poskytujúci ekonomicky významný profit z prepravy a uskladňovania plynu.

Urán

V súčasnosti sú na území SR evidované 2 výhradné ložiská uránu – Košice I. a Spišská Nová Ves – Novoveská Huta (tab. 5). Ložiská nie sú ťažené.

Nový výpočet zásob uránových rúd na ložisku Košice I. (Bartalský, B. et al., 2012) bol schválený v roku 2012 a znamenal významný nárast v množstve aj kvalite zásob. Podľa údajov zverejnených v nezávislom zhodnotení uránového projektu Kurišková (Košice I.) formou *prefeasibility study* (Tetra Tech, 2012) je množstvo vyťažiteľných zásob odhadnuté na 2 528 kt. Pri predpokladanej ročnej ťažbe 200 kt životnosť zásob dosiahne cca 13 rokov, celková produkcia uránu je odhadnutá na vyše 8 000 t. Predbežná technicko-ekonomická štúdia potvrdila za daných podmienok ekonomickú rentabilitu projektu. Problematickou sa môže stať cena uránu (resp. U_3O_8), ktorá má od začiatku roku 2011 výrazne klesajúci trend. Z celkového množstva evidovaných geologických zásob uránovej rudy **(9 303 kt)** predstavuje súčasný podiel ekonomicky vyťažiteľných zásob **27,2 %.**

Z pohľadu vysokého zastúpenia jadrovej energetiky na Slovensku je žiaduce perspektívne riešiť aj zabezpečenie dostupných domácich zdrojov uránových rúd ako strategickej energetickej suroviny. Zvyšujúca sa spotreba uránu, najmä v dôsledku výstavby nových jadrových elektrární vo svete,

Tab. 6
Ostatné energetické ložiská – evidované zásoby (2012)
Other mineral fuel reserves (2012)

Ložisko Deposit	Surovina Mineral	Zás. bilanč. voľné Reserv. econ. (kt)	Zásoby nebilančné Reserv. poten. econ. (kt)
Veľká Tŕňa	antracit anthracite	2 008	5 998
Pinciná	bitum. horniny bitumin. rocks	9 776	0

Tab. 5
Evidované zásoby na uránových ložiskách (2012)
Uranium registered reserves (2012)

Ložisko Deposit	Zásoby bilančné voľné Reserves economic kt	Nebilančné zásoby Reserves potentially economic kt	Obsah U U content t
Košice I.	5 427	0	15 830
Spišská Nová Ves – Novoveská Huta	0	3 876	3 605
Spolu/Total	**5 427**	**3 876**	**19 435**

spôsobuje jeho deficit na trhoch, čo môže viesť k opätovnému zvyšovaniu jeho ceny a tým aj ceny jadrového paliva. Ťažbou uránu z ložiska Košice I. by bolo teoreticky možné pokryť spotrebu SR na cca 25 rokov (pri ročnej spotrebe 313 t U pre potreby jadrových elektrární). Skutočný efekt pre energetickú bilanciu krajiny by bol zrejmý až po prepracovaní uránovej rudy na palivo v zahraničí (keďže Slovensko takouto prevádzkou nedisponuje), za predpokladu, že prepracovanie vlastnej U rudy bude ekonomicky výhodnejšie ako obvyklý nákup jadrového paliva. Príkladom môže byť v tomto smere Česká republika.

Ostatné energetické suroviny

Okrem uvedených nerastných surovín sú v evidencii zásoby na ložisku antracitu Veľká Tŕňa a ložisku bituminóznych hornín Pinciná (tab. 6).

Ložisko antracitu Veľká Tŕňa je vzhľadom na množstvo zásob, hrúbku slojov a bansko-technické podmienky klasifikované ako neekonomický ložiskový objekt, za súčasných podmienok bez priemyselného využitia ako energetickej suroviny. Alternatívou je možnosť využitia na špeciálne účely (chemický priemysel).

Ložisko bituminóznych hornín Pinciná svojimi kvalitatívnymi vlastnosťami nespĺňa kritériá energetickej suroviny a z hľadiska využitia je vhodná ako agrosurovina (poľnohospodárske využitie). Na tento účel bolo ložisko v roku 2009 otvorené povrchovou dobývkou.

Záver

Domáca surovinová základňa poskytuje v hospodársky významnom meradle využiteľné zásoby hnedého uhlia, lignitu a uránových rúd. V súčasnosti sú využívané len ložiská hnedého uhlia, lignitu, v malej miere ropy a zemného plynu. Ostatné energetické suroviny sa musia v podstatnej miere dovážať.

Využívanie domácej surovinovej základne je základným predpokladom znižovania závislosti od dovozu. Európska únia, vzhľadom na rastúcu závislosť v dodávkach energetických surovín z dovozov mimo spoločného trhu, podporuje členské štáty v prieskume a ťažbe zdrojov nachádzajúcich sa v rámci spoločného priestoru. Táto iniciatíva však naráža na významné strety záujmov, najmä s plošnými inštitútmi ochrany prírody (napr. NATURA 2000). Eurogeosurveys odporúča vypracovanie systému, ktorý by zaručil prístup k overeným zdrojom nerastných surovín (najmä strategickým pre európske hospodárstvo) aj v budúcnosti z dôvodu zamedzenia činností, ktoré by znemožnili ich dobývanie (ekvivalentom u nás je inštitút chráneného ložiskového územia).

Súčasný podiel domácich nerastných surovinových zdrojov na výrobe elektrickej energie dosahuje 7 až 8 % (Elektráreň Nováky). Z importovaného jadrového paliva sa zabezpečuje 54 % výroby elektrickej energie (Ročenka SED, 2012). Nerastná surovinová základňa Slovenska poskytuje teoretické kapacity na výrobu 60 až 65 % elektrickej energie z domácich energetických zdrojov (urán, hnedé uhlie a lignit) na obdobie min. 25 rokov. Predpokladom využitia existujúcich vyťažiteľných zásob hnedého uhlia, lignitu a uránových rúd je ich technicko-ekonomické zhodnotenie príslušnými štúdiami využiteľnosti, ktoré overia realizovateľnosť ťažby v súčasných ekonomických podmienkach. Z hľadiska energetickej bilancie štátu je nutné zodpovedne zvážiť najmä nakladanie so strategickými zásobami uránu.

References

Baláž, P., Stupák, J., Cicmanová, S., Kobulský, J. & Halmo, J., 2010: Analýza palivovo-energetických surovín a možnosti využívania zásob a prognóznych zdrojov z pohľadu ich ekonomickej efektívnosti, regionálny geologický výskum. Záverečná správa. *Manuskript. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 216 s.*

Bartalský, B., Novotný, L., Rusnáková, M., Szabó, S., Tulis, J., Bajtoš, P., Čišovský, J., Chudík, P., Kočišová, M. & Jurík, I., 2012: Košice I. – U, Mo rudy – čiastková záverečná správa s výpočtom zásob na ložisku, stav ku dňu 1. 6. 2011, vyhľadávací ložiskový geologický prieskum. *Ludovika Energy, Banská Bystrica, 199 s.*

Bilancia zásob výhradných ložísk Slovenskej republiky k 1. 1. 2013. Bratislava.

Daniel, J., Mašlárová, I., Mašlár, E., Daniel, V., Danielová, K. & Mihál, F., 2005: Zhodnotenie geologických prác na U rudy vo vybraných oblastiach Západných Karpát na území Slovenska. Záverečná správa. Vyhľadávací prieskum (Jadrové pohoria; Veporské pásmo; Gemerské pásmo; Oblasti vývoja terciérnych sedimentov; Zemplínske vrchy, Slanské vrchy, Milič, Vihorlatské vrchy, Popriečny). *Uranpres, Spišská Nová Ves, 122 s.*

Preliminary Feasibility Study, Kuriskova Uranium Project, Eastern Slovakia, NI 43-101 Technical Report, 2012. *Tetra Tech, Colorado (USA), 292 p.*

Ročenka Slovenského elektroenergetického dispečingu 2012. *SEPS, Bratislava, 8 s.*

Rukopis doručený 13. 8. 2013
Revidovaná verzia doručená 5. 12. 2013
Rukopis akceptovaný red. radou 11. 2. 2014

Perspective of domestic mineral fuels exploitation

Energetics is a key factor, influencing all sectors of economy, being its basic pillar. Energetic safety is a part of national security and a tool for securing sovereignty, political independence and economical security (Strategy of energetic safety of Slovak Republic, 2008).

Framework documents and strategies

The government of the Slovak Republic passed following basic and strategic documents in the sphere of energetics, where periodic updating is required:

– Updating of minerals policy (2004)
– Energetic policy of the Slovak Republic (2006)
– Strategy of energetic safety of the Slovak Republic (2008)

Documents summarize available mineral fuels, possibilities of their use in energetics and their contribution to the energetic safety of the country.

Review on reserves and mining output

Following the Register of Reserves of Mineral Deposits of the Slovak Republic, dated with state to 1 January 2013, altogether 92 reserved deposits of mineral fuels (anthracite, bituminous rocks, gasoline, brown coal, lignite, mineral oil, uranium and natural gas) were registered in the territory of Slovakia (Tab. 1). Total geological reserves reached 1,151 Mt (7 % of all Slovakia´s mineral reserves). The most important part represent reserves of brown coal and lignite (jointly 94 % of all mineral fuel reserves).

At present, brown coal, lignite, mineral oil, natural gas and alginite are exploited. Mining of mineral fuels represented 8 % of total mining output in Slovakia (2011). For electric energy production only brown coal and lignite are used, although significant amount of economic uranium resources were estimated in the territory of Eastern Slovakia. Uranium ores are not exploited, exploration and small scale mining took place in the past (totally only 210 t of uranium was mined from 1949; Daniel et al., 2005). Small amount of alginite is exploited at present, actually not for energetic purposes.

Assessment of reserves concerning to exploitability and lifetime

Following data represent 2012 update of results of mineral fuels economic exploitability study (Baláž et al., 2010).

Brown coal and lignite

Perspective reserves on 6 deposits were selected by assessment of particular deposit objects to the level of reserves blocks concerning the actual mining-technical and economic conditions (Tab. 2).

Expert estimation of economically exploitable reserves represent only 9.4 % of all registered geological reserves of brown coal and lignite (1,082 Mt). Other reserves are considered economically and technologically nonutilizable concerning the amount of reserves, minimal seam thickness, coal quality, mining conditions, conflicts of interests or estimation of induced investments. Possibility of new deposits discovery is limited according to the high level of exploration of state territory.

Coal reserves basis provides theoretical capacity to cover all brown coal demand for Nováky power station for the period of 40 years. Prognosis is based on exploitation of deposits Nováky, Handlová, Cigeľ and Gbely, continuation of mining in Modrý Kameň, accessing calculated reserves in Horné Strháre and Nováky and opening the deposit Beladice (Baláž et al., 2010).

After the exhaustion of reserves exploited by conventional way, there is possibility to use coal by technology of underground coal gasification (UCG). First unsuccessful attempts were performed in 60-ies of 20th century on Lakšárska Nová Ves deposit. Several research projects are/were realized in Technical University in Košice. Further progress is expected after the assessment of their results.

Crude oil and natural gas

Perspective reserves on 8 deposits of crude oil and 11 deposits of natural gas were selected by assessment of particular deposit objects concerning the actual technical and economic conditions (Tabs. 3 and 4).

Expert estimation of economically exploitable reserves represent only 1.6 % of all registered geological reserves of crude oil (10 156 kt). In the case of natural gas, economically exploitable reserves represent only 6.1 % of all registered geological reserves of natural gas (24 480 Mm^3). Economic importance of domestic production of crude oil and natural gas is negligible. It covers only 0.3 % (crude oil), respectively 2.4 % (natural gas) of state´s demands. The future of strongly depends on fortunate exploration in deep levels (4–6 km) of traditional areas (Vienna basin, East-Slovakia basin), or in the new prospective areas (flysch, Danube basin, Inner Carpathian Paleogene).

Uranium

There are two deposits of uranium registered in the territory of Slovakia at present – Košice I. and Spišská Nová Ves – Novoveská Huta (Tab. 5). Deposits are still in exploration, although the second one was also mined during exploration in the past.

New reserves estimation on Košice deposit (Bartalský, B. et al., 2012) approved in 2012 represent significant increase of amount and quality of reserves. According to published results of independent prefeasibility study of uranium project Kurišková – Košice (Tetra Tech, 2012), the amount of exploitable reserves is estimated at 2 528 kt. Reserves lifetime was estimated to 13 years (for yearly production capacity 200 kt), total uranium production over 8 000 t. Under the defined conditions, prefeasibility study confirmed economic rentability of project. Expert estimation of economically exploitable reserves represent 27.2 % of all registered geological reserves of uranium ore (9 303 kt).

Production of domestic uranium can theoretically cover needs of domestic nuclear power stations for about 25 years (yearly demand is about 313 t of uranium). At present, Slovakia is fully dependent on nuclear fuel imports. In fact, there are not production capacities for nuclear fuel processing in Slovakia. However, providing own uranium resources can significantly lower expenses for finalised product.

Other mineral fuels

Besides abovementioned, there are registered reserves on anthracite deposit Veľká Tŕňa and alginite (bitominous rock) deposit Pinciná (Tab. 6). Concerning amount and quality of reserves, they are not utilisable as energy minerals.

Conclusions

Domestic mineral base offers economicaly exploitable reserves of brown coal, lignite and uranium. At present, only brown coal, lignite and small amount of crude oil and natural gas are mined. Most of essential mineral fuels are imported (crude oil, natural gas, hard coal).

Exploitation of domestic mineral base is primary assumption for reduction of import dependence. European Union supports effort heading to exploration and exploitation of resources within the European area. This initiative faces significant conflicts of interests, especially land access, and national system of protected natural areas, including NATURA 2000. At the same time, strategic mineral resources should be preserved to make its utilization possible in the future. In Slovakia this is secured by the statement of protected deposit area.

Present share of domestic mineral fuels on total electric energy production reaches 7 to 8 % (brown coal and lignite production for Nováky power station). Imported nuclear fuel secures 54 % of total electric energy production. Slovak mineral fuel base provides theoretical capacities to cover 60 to 65 % of electric energy production from domestic brown coal, lignite and uranium for at least 25 years. Feasibility studies should be realized to verify exploitability in current economic conditions.

Mineralia Slovaca, 45 (2013), 233 – 238
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Suroviny morského dna – prieskumné aktivity Spoločnej organizácie Interoceanmetal

PETER BALÁŽ

Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Markušovská cesta 1, 052 01 Spišská Nová Ves;
peter.balaz@geology.sk

Deep-sea mineral resources – exploration activities of Interoceanmetal Joint Organization

Slovakia, as a member of the Joint Organization Interoceanmetal, is involved in deep sea minerals exploration in the area of Clarion-Clipperton Zone (Fig. 1). Exploration methods include bathymetry, geoacoustic profiling, photo or video profiling and sampling. Other geological survey activities involve environmental research and engineering geology. The most productive interval for the nodule occurrence is in depth ranging from 4 300 to 4 500 m. Three basic genetic types of nodules are assigned: hydrogenous, hydro-diagenetic and diagenetic (Kotlinski, 1999). Amount of metals present in ocean from hydrotermal sources, structure and dynamics of waters, volume of accumulation, depth and reflief of seabed are determining factors for concentration of metals in polymetallic nodules (Rybár et al., 2011).

Slovak and similarly European production of metals covers only small part of the EU economy demands. Ongoing initiatives (Raw Material Initiative, Critical Minerals) point out the necessity of metals and minerals securing, including domestic sources. Latest activities are directed also to mineral reserves of the seabed. Resources of cobalt, nickel, copper, rare earths and manganese contained in deep sea polymetallic nodules represent future potential to secure growing economy demands. In the context of present minerals deficiency, longterm import dependency and rising prices situation, investments in seabed exploration appear to be reasonable and strategic.

Key words: seabed minerals, polymetallic nodules, critical metals, Interoceanmetal

Suroviny morského dna

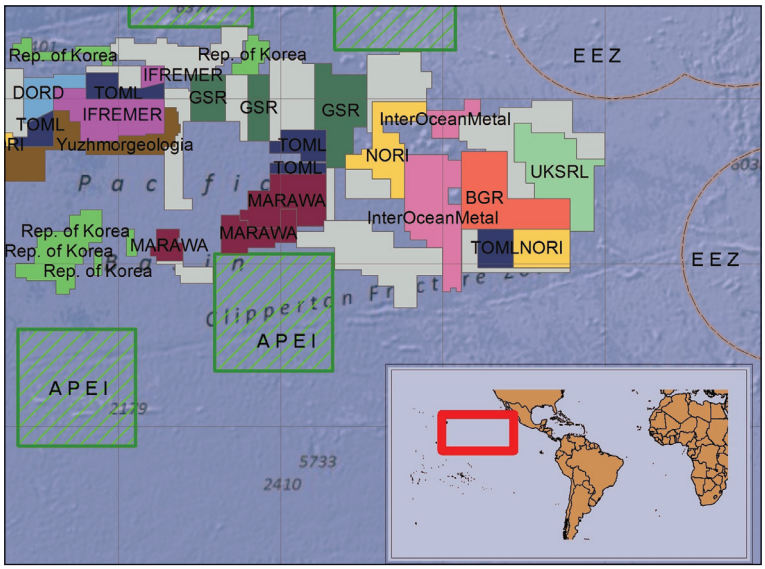
Nárast spotreby a postupné vyčerpávanie tradičných zdrojov nerastných surovín už v sedemdesiatych a osemdesiatych rokoch 20. storočia upriamili pozornosť vyspelých priemyselných krajín na hlbokomorské akumulácie rudných surovín, najmä polymetalických konkrécií s obsahom železa, mangánu, kobaltu, medi, niklu, zinku a ďalších kovov, vrátane vzácnych zemín. Na základe regionálneho geologicko-geofyzikálneho prieskumu vybraných oblastí svetových oceánov bola potvrdená existencia rozsiahlych akumulácií najmä v oblasti Tichého oceánu, konkrétne v oblasti zlomového pásma Clarion-Clipperton (CCZ) v subtropickej časti severného Pacifiku. Perspektívne územie má rozlohu 9 miliónov km^2. Na prieskum týchto oblastí vznikli viaceré účelové spoločenstvá, v ktorých majú kapitálové podiely americké a európske firmy, a taktiež vznikli konzorciá tzv. pionierskych investorov, ktorých aktivity sú dotované zo štátnych rozpočtov a sú zastúpené vládnymi organizáciami. Medzi ne patrí Japonsko (DORD), Francúzsko (IFREMER), Južná Kórea (KORDI), Čína (COMRA), Nemecko (BGR), Rusko (Yuzhmorgeologia), východoeurópske štáty (spolu s Kubou) združené do Spoločnej organizácie Interoceanmetal (SO IOM), Kiribati (MARAWA), Belgicko (GSR), Nauru (NORI), Tonga (TOML) a Spojené kráľovstvo (UKSRL) (obr. 1). Okrem oblasti CCZ sa prieskum morského dna vykonával aj v Peruánskom bazéne v južnom Pacifiku, ktorý realizovalo Nemecko. V roku 2005 však požiadalo o pridelenie územia v oblasti CCZ. India sa venuje prieskumu akumulácií hlbokomorských konkrécií v centrálnej oblasti Indického oceánu.

Činnosť týkajúca sa prieskumu a využívania nerastného bohatstva morského dna je pod administratívnym dozorom Medzinárodnej organizácie pre morské dno (MOMD) so sídlom v Kingstone na Jamajke. Táto organizácia je súčasťou OSN a bola zriadená ako autonómna organizácia na kontrolu dodržiavania Dohovoru OSN o morskom práve z roku 1982 a Dohody o uplatňovaní časti XI Dohovoru OSN o morskom práve z roku 1994. Gestorom našej činnosti v rámci SO IOM je Ministerstvo životného prostredia SR.

Napriek tomu, že Slovensko ako vnútrozemská krajina nemá priamy prístup k oceánom a moriam, prostredníctvom členstva v SO IOM sa aktívne zúčastňuje na geologickom prieskume surovín morského dna v prieskumnom území vyčlenenom v oblasti Clarion-Clipperton v Tichom oceáne.

Interoceanmetal – stručná história a úlohy

SO IOM bola založená v roku 1987 a bývalé Československo sa stalo zakladajúcim členom a zároveň jediným vnútrozemským štátom na svete, ktorý sa aktívne



Obr. 1. Východná časť zlomového pásma Clarion-Clipperton Zone (CCZ) v subtropickej časti severného Pacifiku – územia kontraktorov a rezervované územia ISA. APEI – oblasti osobitného záujmu v oblasti životného prostredia; EEZ – výlučná ekonomická zóna (Zdroj: MOMD, 2012).

Fig. 1. Eastern part of Clarion-Clipperton Fracture Zone (CCZ) in subtropical part of northern Pacific – contractor areas and reserved ISA areas. APEI – Area of particular environmental interest; EEZ – Exclusive Economic Zone (Source: ISA, 2012).

podieľal na hlbokomorskom prieskume nerastného bohatstva oceánov. Sídlom SO IOM je poľské prístavné mesto Štetín. V súčasnosti má organizácia 6 členov: Ruská federácia (ako nástupca ZSSR), Česká republika a Slovenská republika (ako nástupcovia ČSFR), Poľsko, Bulharsko a Kuba.

V závere 20. storočia, keď sa vykonávalo pionierske vyhľadávanie, SO IOM realizovala 17 expedícií do Tichého oceánu. Ich cieľom bola identifikácia najnádejnejších území na výskyt PMK z rozsahu pôvodnej plochy vyhľadávania (540 000 km^2). Výsledkom bolo zmenšenie plochy na 150 000 km^2, ktorá SO IOM patrila do roku 2001, keď sa uzatvárala dnes platná zmluva s MOMD. Po uzatvorení tejto zmluvy sa v prvých rokoch 21. storočia redukovala plocha na súčasných 75 000 km^2. V záujme spresňovania údajov a získania podkladov na výpočet zásob a zdrojov sa v tomto storočí uskutočnili zatiaľ 3 expedície, a to v rokoch 2001, 2004 a 2009. Každý pionierský investor bol povinný splniť podmienky stanovené v rezolúcii II. záverečného aktu 3. konferencie OSN o morskom práve z roku 1982. Povinnosti zahŕňali celý rad úloh, ako napr. odovzdanie technológie, vyškolenie odborného personálu pre MOMD a preskúmanie polovice prideleného územia za účelom odovzdania zvyšku územia do rezervy MOMD na budúce využitie rozvojovým krajinám. Do r. 2000 Interoceanmetal preskúmal a odovzdal do rezervy MOMD polovicu, t. j. 75 000 km^2, zaregistrovaného územia. Na základe kontraktu medzi MOMD a IOM organizácia získala v roku 2001 nový štatút kontraktora.

Súčasné zmluvné územie sa nachádza okolo 120° západnej zemepisnej dĺžky a medzi 10° a 15° severnej zemepisnej šírky v priestore medzi Havajskými ostrovmi a Strednou Amerikou vo východnej časti zlomového pásma Clarion-Clipperton (Abramowski a Franzen, 2011).

Hlavnou úlohou organizácie je vyhľadávanie a prieskum polymetalických konkrécií (PMK), príprava ich ťažby a úpravy, prieskum inžiniersko-geologických pomerov, v neposlednom rade výskum životného prostredia morského dna a environmentálna analýza možných dosahov budúcej ťažby.

Geológia a mineralógia

Morské dno na hraniciach prieskumného územia SO IOM má tvar zvlnenej planiny rozdelenej systémom pozdĺžnych chrbtov, depresií a subparalelných vulkanických masívov. Predmetné územie je tvorené vulkanickým podložím (bazalt) a ílovými sedimentmi s obsahom montmorilonitov, chloritov a amorfných silikátov. Sedimenty pokrývajúce morské dno sú zložené z formácií Marqueasas (spodný miocén až vrchný oligocén) a Clipperton (pliocén až recent). Vzhľadom na pôvod a zloženie sedimentov sa delia na štyri litofácie: vápnité až ílovito-vápnité nanofosílie (nanoplanktón); kremičitý íl (radiolárie); zeolitický íl a hustejšie zeolitické kôry a kremičito-ílovité a vápnito-ílovité silty. Sedimenty dna sú pokryté geochemicky aktívnou vrstvou kremičitých a kremičito-ílovitých usadenín, na ktorej sa tvoria polymetalické konkrécie (Depowski et al., 1998).

Polymetalické konkrécie (obr. 2) sú horninové konkrécie tvorené okolo jadra (úlomky hornín, zvyšky schránok živočíchov, žraločie zuby a pod.) koncentricky narasteným rudným obalom zloženým prevažne z oxidov a hydroxidov Mn a Fe (hlavnými minerálmi sú busserit, birnessit, todorokit a vernadit) a v menšej miere ďalšími



Obr. 2. Vzorka polymetalických konkrécií po vyzdvihnutí z morského dna a očistení (Zdroj: SO IOM, 2009).

Fig. 2. Sample of polymetallic nodules after lift from seabed and washing (Source: IOM Joint Organization, 2009).

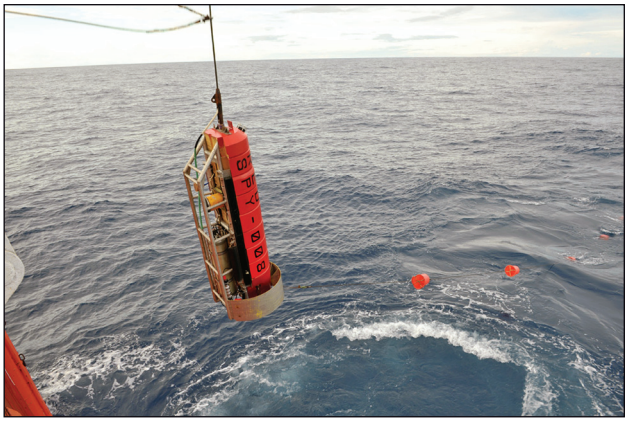
minerálmi, ako kremeň, opál, živec, amfibol, rutil, ílové minerály, zeolit, aragonit, fosfáty a i.. Jednotlivé minerálne fázy sú mimoriadne jemnozrnné a prerastené, čím vytvárajú heterogénnu vnútornú štruktúru. Chemické zloženie PMK je značne rôznorodé. Hydroxidy železa a mangánu sú schopné absorbovať z morskej vody veľké množstvo rozpustených prvkov, v konkréciách ich bolo identifikovaných vyše 60. Na praktické metalurgické využitie sú za najdôležitejšie označované Mn, Ni, Cu a Co. V súvislosti s definovaním kritických minerálov sa v súčasnosti opäť venuje pozornosť aj obsahu vzácnych zemín v PMK, resp. v okolitých sedimentoch.

PMK majú elipsoidný, guľovitý alebo pologuľovitý tvar s hladkým alebo drsným povrchom. Veľkosť sa pohybuje od 0,5 do 25 cm, najčastejšie 2 – 8 cm.

Konkrécie sa vyskytujú prevažne v hĺbke 4 000 až 6 000 m. Najväčšia koncentrácia v prieskumnom území SO IOM sa nachádza v hĺbke 4 300 až 4 500 m.

Väčšina konkrécií leží na rozhraní dna mora a vody, pričom časť ponorená v sedimente je spravidla drsnejšia až ľadvinovitá, vrchná časť hladšia. PMK môžu byť aj pochované, t. j. prekryté sedimentom dna – pieskom a ílom. Farba konkrécií je hnedá až zemito čierna – podľa obsahu a charakteru železa a mangánu. Na rozdiel od klasickej rudy sa PMK nelesknú a na dotyk sa otierajú a mrvia. Krehkosť konkrécií je výsledkom narušenia vnútornej stavby konkrécií systémom radiálnych trhlín, zaplnených hlinitým materiálom. Tvrdosť PMK podľa Mohsovej stupnice je 2,5 až 3. Zvýšená tvrdosť súvisí so zvýšeným obsahom uhličitanu draselného. PMK sú značne porézne a obsahujú vysoký podiel kapilárnej vody (29 – 33 %). Ide o hygroskopickú vodu zeolitického typu.

Priemerný obsah úžitkových kovov v PMK (polygón H11 – najpreskúmanejšia plocha v rámci prieskumného územia): Mn (31,74 %), Cu (1,29 %), Ni (1,31 %) a Co (0,16 %). Zatiaľ jediný systematický výskum obsahu REE v polymetalických konkréciách v prieskumnom území SO IOM (Kotlinski et al., 1997) preukázal zvýšený obsah La, Ce a Nd dosahujúci max. 0,03 %. Tieto výsledky boli potvrdené aj novšími analýzami na obsah REE v PMK z roku 2011 (Franzen a Baláž, 2011).



Obr. 3. Sonar na geoakustické profilovanie (Zdroj: SO IOM, 2009).

Fig. 3. Sonar for geoacoustic profiling (Source: IOM Joint Organization, 2009).

Genéza PMK

V súčasnosti neexistuje jednoznačný názor na vznik PMK a objasnenie pôvodu materiálu, z korého sú tvorené, ako ani samotný mechanizmus tvorby. Pre koncentráciu kovov v rámci formácií PMK majú rozhodujúci význam nasledujúce faktory (Rybár et al., 2011): množstvo kovov prítomných v oceáne z hydrotermálnych zdrojov, štruktúra a dynamika vôd, miera akumulácie, hĺbka a reliéf dna.

Súčasné teórie vysvetľujúce vznik polymetalických konkrécií na dne mora [www1]:

1. hydrogénny proces, pri ktorom sa konkrécie tvoria pomalým vyzrážaním kovových prvkov z morskej vody. Takto vznikajú konkrécie s relatívne vysokým obsahom niklu, medi a kobaltu.

2. diagenetický proces, pri ktorom je mangán remobilizovaný v sedimentačnom stĺpci a vyzráža sa na rozhraní sediment/voda. Takéto konkrécie sa vyznačujú vysokým obsahom mangánu, ale sú chudobné na železo, nikel, meď a kobalt.

Ostatné možné mechanizmy vzniku PMK zahŕňajú:

– hydrotermálny proces, pri ktorom sa kovy derivujú z horúcich prameňov súvisiacich s vulkanickou aktivitou;

– halmyrolitický proces, pri ktorom kovové prvky pochádzajú z rozkladu bazaltových úlomkov pôsobením morskej vody;

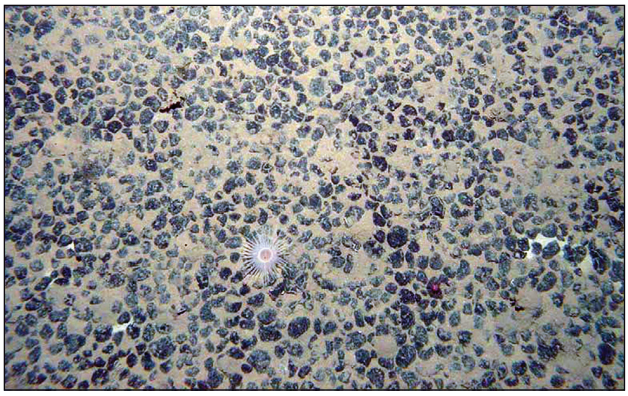
– biogenetický proces, pri ktorom aktivita mikroorganizmov katalyzuje zrážanie kovových hydroxidov.

V rámci oceánskych PMK sú vyčlenené tri základné genetické typy (Kotlinski, 1999):

– hydrogénny (veľkosť 2 – 4 cm; hladký povrch, sféroidický tvar, polyjadrový, jadrom sú vulkanické klasty, bioklasty; pomer Mn/Fe < 3);

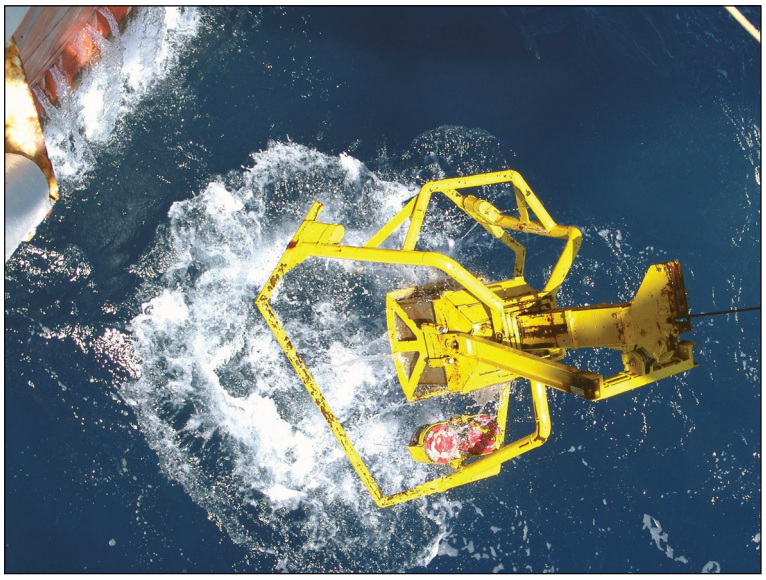
– hydro-diagenetický (veľkosť 4 – 8 cm; hladký vrch, drsný spodok konkrécií, elipsoidický alebo diskoidný tvar, jadrom sú litifikované sedimenty (ílovo-zeolitické) a bioklasty, pomer Mn/Fe > 3 < 5);

– diagenetický (veľkosť 6 – 12 cm; drsný na celom povrchu, vrchná strana môže byť ľadvinovitá; tvar nepravidelný diskoidný alebo elipsoidný; jadro tvoria fragmenty starých konkrécií a mikrokonkrécie; pomer Mn/Fe > 5).



Obr. 4. Snímka morského dna pokrytého konkréciami (genetický typ D) (Zdroj: SO IOM, 2009).

Fig. 4. Seabed covered with polymetallic nodules (genetic type D) (Source: IOM Joint Organization, 2009).



Obr. 5. Vzorkovacie zariadenie (tzv. box-corer) je po odbere vzorky z morského dna vyzdvihované na palubu lode (Zdroj: SO IOM, 2009).

Fig. 5. Sampling device (box-corer) lifted from the seabed after sampling (Source: IOM Joint Organization, 2009).

V prieskumnom území SO IOM je najviac zastúpený diagenetický typ. Vek pacifických polymetalických konkrécií sa odhaduje na 2 až 3 mil. rokov.

Metodika prieskumu

V rámci prieskumných expedícií vykonáva SO IOM výskumné a prieskumné práce spojené so zisťovaním hĺbky a povrchu morského dna na predmetnom území (batymetria) a zisťovanie výskytu a distribúcie PMK (uloženie, tvar, množstvo na m^2).

Používané prieskumné metódy zahŕňajú:

– geoakustické profilovanie bočného rozsahu sonarom,

– foto-tele profilovanie (snímkovanie dna),

– vzorkovanie morského sedimentu vrátane konkrécií box-corerom,

– odber veľkokapacitnej vzorky konkrécií vlečnou sieťou.

Na určenie polohy sa používa navigačné zariadenie (na princípe GPS) s chybou presnosti polohy podvodných prístrojov max. 35 m.

Metódou geoakustického profilovania sa premeriava povrch morského dna. Výsledkom je komplexný sonogram (zobrazenie povrchu dna na základe jeho schopnosti odrážať zvukové vlny s frekvenciou 34 kHz) a profilogram (zobrazenie profilu do hĺbky až 100 m pod povrchom dna, frekvencia 4 kHz). Merania sa vykonávajú prístrojom vlečeným za plavidlom (obr. 3), pracovná rýchlosť lode je 1,3 uzla a vzdialenosť vlečeného prístroja odo dna 80 – 120 m.

Fotografické snímkovanie morského dna (obr. 4) sa vykonáva tak, aby sa prekrývalo s geoakustickými profilmi. Snímkovanie sa vykonáva krokom v priemere 30 až 40 sekúnd pri pracovnej rýchlosti lode 1,2 až 1,5 uzla a vzdialenosť vlečeného snímkovacieho prístroja odo dna je 3 až 3,5 m.

Vzorkovanie morského sedimentu obsahujúceho polymetalické konkrécie sa vykonáva pomocou tzv. box-corera, t. j. vzorkovača schopného odobrať a vyniesť na palubu objemovú vzorku s rozmermi až 0,5 x 0,5 x 0,5 m (obr. 5). Ďalším spôsobom odberu vzoriek je vzorkovanie vlečnou sieťou. Týmto spôsobom sa z morského dna odoberajú veľkokapacitné vzorky určené na technologické skúšky úpravy PMK a metalurgické experimenty.

V palubných laboratóriách, ktoré sú súčasťou plavidla, sa vykonávajú analýzy fyzikálnych a mechanických vlastností sedimentov a polymetalických konkrécií, obsahu SiO_2 v sedimente, obsahu organickej hmoty v sedimente, obsahu kovov v konkréciách a pórových vodách. Ostatné odobraté vzorky konkrécií, sedimentov a biologických objektov sú počas expedície pripravované a stabilizované na analýzy v stacionárnych laboratóriách.

Výsledky

Prieskumné územie tvoria dve oddelené časti, B1 a B2 (spolu 75 000 km^2).

V časti B1 zdroje vlhkých konkrécií predstavujú 69,7 milióna ton s priemernou hustotou uloženia 12,1 kg/m^2, čo predstavuje 47,3 miliónov ton suchých konkrécií pri priemernej hustote 8,2 kg/m^2 a zásoby 600 000 ton Ni (1,27 %), 461 000 ton Cu (0,98 %), 92 000 ton Co (0,195 %), 13 400 000 ton Mn (28,43 %), 3 300 000 ton Fe (7,01 %), 65 700 ton Zn (0,139 %) a 23 600 ton Mo (0,05 %).

V časti B2 zdroje vlhkých konkrécií predstavujú 376 miliónov ton (hustota 13,3 kg/m^2), resp. 255 miliónov ton suchých konkrécií (hustota 9,1 kg/m^2). To predstavuje 3 385 000 ton Ni (1,33 %), 3 129 000 ton Cu (1,228 %), 449 000 ton Co (0,177 %), 80 600 000 ton Mn (31,63 %), 14 500 000 ton Fe (5,7 %), 363 500 ton Zn (0,1452 %) a 146 300 ton Mo (0,0575 %).

V rámci časti B2 bol poslednou expedíciou v roku 2009 preskúmaný najnádejnejší blok, označený H11. Plocha tohto územia je 5 380 km^2. Počas expedície 2009 boli odobrané vzorky konkrécií z 50 staníc box-corera. Počas

Tab. 1
Výsledky výpočtu zásob a zdrojov v prieskumnom bloku H11
Results of resources calculation in exploration block H11

Surovina	Zdroje (t)	Priemerný obsah (%)
PMK suché	33 687 000	–
PMK vlhké	48 124 000	–
mangán	10 692 000	31,74
meď	435 038	1,29
nikel	442 679	1,31
kobalt	53 212	0,16

predchádzajúcich expedícií boli odobrané vzorky konkrécií z viac než 500 staníc. Analýzy vzoriek sa v roku 2011 využili na výpočet zdrojov PMK geoštatistickou metódou blokového krígingu. Na tento výpočet sa využilo aj ďalších 79 vzoriek z predchádzajúcich expedícií, ktoré boli odobraté z okolia bloku H11. Prieskumný blok H11 bol v rámci výpočtu zmenšený o plochy s ekonomicky nebilančným výskytom PMK a plochy technologicky nevhodné na ťažbu (svahy so sklonom viac ako 7°) na 3 804 km^2. Štandardná chyba výpočtu bola stanovená na 4,6 %.

Záver

Slovensko, rovnako ako Európska únia, má obmedzené zásoby rudných a energetických surovín a niektorých nerudných surovín, z čoho vyplýva dlhodobá závislosť od importu deficitných komodít na zabezpečenie surovinových potrieb hospodárstva krajiny. Podiel vlastnej produkcie, ale aj predpokladaných či overených zdrojov a zásob týchto surovín je veľmi malý, resp. žiadny. Aj z týchto dôvodov prijali európske inštitúcie v posledných rokoch niekoľko dôležitých dokumentov, ktoré reagujú na tento stav v oblasti nerastných surovín:

– Iniciatíva v oblasti surovín – zabezpečenie našich nevyhnutných potrieb pre rast a zamestnanosť v Európe (2009/C 277/19);

– Kritické nerastné suroviny pre EÚ (správa ad hoc pracovnej skupiny EK, 2010).

Kobalt a vzácne zeminy, obsiahnuté aj v polymetalických konkréciách, boli v správe EK vyhodnotené ako kritické kovy; meď, mangán a nikel ako hospodársky významné kovy. Vzhľadom na deficit vlastných zdrojov kovov v Európe, ich dlhodobo rastúce ceny a potrebu ich zabezpečenia na chod a rozvoj európskeho hospodárstva možno investíciu do prieskumu zdrojov morského dna považovať za strategicky výhodnú.

V súčasnosti na potenciál surovín morského dna reaguje aj Európska únia, predpokladá sa financovanie aktivít v rámci programu Horizont 2020, zahŕňajúcich hodnotenie ekonomickej využiteľnosti a environmentálne prijateľných metodík využívania surovín morského dna.

SO IOM plánuje v roku 2014 ďalšiu prieskumnú expedíciu zameranú na rozšírenie prieskumného bloku H11 o nové perspektívne územie s cieľom navýšiť celkové preskúmané zdroje a zvýšiť celkovú preskúmanosť územia aj z hľadiska inžiniersko-geologických pomerov a environmentálneho hodnotenia.

References

Abramowski, T. & Franzen, J., 2011: Členstvo Slovenska v Spoločnej organizácii Interoceanmetal a v Medzinárodnej organizácii pre morské dno – pravidlá práce týchto Organizácií. *In: Zbor. prednášok z medzinárodnej konferencie Progresívne technológie prieskumu, ťažby a úpravy nerastných surovín a ochrany životného prostredia. Demänovská dolina 15. – 16. 10. 2011. Slovenská banícka spoločnosť, 69 – 80.*

Depowski, S., Kotlinski, R., Ruhle, E. & Szamalek, K., 1998: Surowce mineralne mórz a oceanów. *Wydawnictwo naukowe Scholar, Warszawa, 384 s.*

Franzen, J. & Baláž, P., 2012: Rare Earth Elements in the Polymetallic Nodules – a New Challenge. *In: Zbor. prednášok 22th International Offshore and Polar Engineering Conference, Rhodes, Greece, June 17–22, 112 – 116.*

Kotlinski, R., 1999: Metallogenesis of the World's ocean against the background of oceanic crust evolution. Special Papers, 4. *Polish Geological Institute, Warszawa, 1 – 59.*

Kotlinski, R., Parizek, A. & Rezek, K., 1997: Polymetallic Nodules – A Possible Source of Rare Earth Elements. *Proceedings of the Second ISOPE Ocean Mining Symposium, Seoul, November 24 – 26, 50 – 56.*

Rybár, P., Hamrák, H., Koščo, J., Domaracká, L., Domarackỳ, D. & Rybárová, M., 2011: Polymetalické konkrécie – bohatstvo na dne morí a oceánov. *TU Košice, fakulta BERG, 257 s.*

Interné materiály a správy SO IOM.

[www1] Dokument International Seabed Authority http://www.isa.org.jm/files/documents/EN/Brochures/ENG7.pdf

Rukopis doručený 13. 8. 2013
Revidovaná verzia doručená 20. 11. 2013
Rukopis akceptovaný red. radou 11. 2. 2014

Deep-sea mineral resources – exploration activities of Interoceanmetal Joint Organization

Short history and activities

The Interoceanmetal Joint Organization was formed in 1987 and former Czechoslovakia was its foundation member – the only inland country actively performing deep--sea mineral exploration. At present, organization covers six member states: Russian Federation, Czech Republic, Slovakia, Poland, Bulgaria and Cuba. Organization has its residence in Szczecin, Poland.

The objective of IOM Joint Organization activity is to explore polymetallic nodule deposit in the eastern part of the Clarion-Clipperton Fracture Zone in the Pacific Ocean. The IOM Carries out research and development studies in geology, mining technology, processing of polymetallic nodules and marine environment.

Geology

Polymetallic nodules are rock concretions formed of concentric layers of iron and manganese oxides and hydroxides around a core. Main minerals are busserite, birnessite, todorokite and vernadite). Nodules vary in

size from 0.5 to 25 cm, most frequently 2–8 cm. Their surface is generally smooth, sometimes rough. Hardness after the Mohs scale is 2.5–3. Nodules are considerably porous, capillary water content is 29–33 %. Polymetallic nodule deposits are found on the seabed at depths of 4 000–6 000 m. The age of Pacific polymetallic nodules is estimated at 2 to 3 million years.

Several theories have been proposed to explain the formation of different types of nodules [ISA, www1]. Two of the more popular are:

1. A hydrogenous process in which concretions are formed by slow precipitation of the metallic components from seawater. This is thought to produce nodules with similar iron and manganese content and a relatively high grade of nickel, copper and cobalt.

2. A diagenetic process in which the manganese is remobilized in the sediment column and precipitates at the sediment/water interface. Such nodules are rich in manganese but poor in iron and in nickel, copper and cobalt.

Three basic genetic types of polymetallic nodules are assigned (Kotlinski, 1999):

– hydrogenous (size 2–4 cm; smooth surface, spheroidal shape, polycore, ratio Mn/Fe < 3);

– hydro-diagenetic (size 4–8 cm; smooth top, rough bottom, ellipsoidal or discoidal shape, ratio Mn/Fe > 3 < 5);

– diagenetic (size 6–12 cm; rough surface, irregular shape, discoidal or ellipsoidal, ratio Mn/Fe > 5).

In the IOM exploration area, diagenetic type is most common.

Research and exploration

Within the frame of exploration cruises the IOM carries out research and exploration works related to determination of depth and surface morphology of seabed in exploration area (bathymetry), determination of polymetallic nodule occurrences and distribution (deposition, shape, density per square metre, etc.).

Used exploration methods cover:

– Geoacoustic profilling using side scan sonar,

– Photo-teleprofilling using abyssal photoprofiler,

– Box-corer sampling of sediments and nodules,

– Taking large-capacity sample by trawling.

Physical and mechanical properties of sediments and nodules are analysed in onboard laboratories on vessel, including determination of metal content in nodules and pore waters, SiO_2 and organic content in sediments etc. Other samples of nodules, sediments and biological objects are processed and stabilized for later analyses in stationary laboratories.

Results

The IOM exploration area consist of two parts B1 and B2 (totally 75 000 km^2).

B1 area represents resources of 47 million tons of dry nodules (density 8.2 kg/m^2).

B2 area represents resources 255 million tons of dry nodules (density 9.1 kg/m^2).

Within the frame of B2 area, the most prospective exploration block H11 was determined (5 380 km^2). Technologically suitable areas for mining are 3 804 km^2.

Average metal grades in H11 exploration block are: Mn (31.74 %), Cu (1.29 %), Ni (1.31 %) and Co (0.16 %). Research of REE content in the IOM area nodules showed increased contents of La, Ce and Nd – max. 0.03 % (Kotlinski et al., 1997).

Total amount of dry nodules in H11 was estimated at 34 million tons (11 million tons of Mn, 435 thousand tons of Cu, 443 thousand tons of Ni and 53 thousand tons of Co.

We have to take into consideration, that H11 area represents only about 7 % of total IOM exploration area.

Mineralia Slovaca, 45 (2013), 239 – 244
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Banskobystrický geopark – historicky významné ložiská nerastných surovín

ŠTEFAN FERENC[1], JANA MIKUŠOVÁ[2] a PETER BALÁŽ[3]

[1]Katedra geografie, geológie a krajinnej ekológie FPV UMB, Tajovského 40, 974 01 Banská Bystrica;
stefan.ferenc@umb.sk
[2]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Lazovná 10, 974 01 Banská Bystrica;
jana.mikusova@geology.sk
[3]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Markušovská cesta 1,
052 40 Spišská Nová Ves;
peter.balaz@geology.sk

Banská Bystrica Geopark – historically important deposits of raw materials

The region of Banská Bystrica has various geological settings and is famous for variability of mineral resources – mainly metals, and also for natural conditions. These features have predestined this area for establishment of Banská Bystrica Geopark. The region is unique for its world-famous copper deposits, exploited since Neolithic period. Less important there are the deposits or occurrences of Fe, Hg, base-metals, Sb and Ni-Co ores. Au mineralization occurs only rarely, silver was produced in the past as a by-product from the tetrahedrite. Complicated geological settings predicted this area for occurrences of various industrial minerals and raw materials. Only some of them are exploited in the present. Small old abandoned quarries or open-pits are present in the vicinity of each village in the region. Limestones and dolomites dominate. Among sedimentary rocks, sandstones and quartzites are the most common, volcanic rocks are presented by paleobasalts, Tertiary andesites. Calc-tufas are common in Mesozoic carbonate complexes, but exploited were only locally. Arsenic minerals (realgar and auripigment) were exploited between 17th and 19th centuries and were used as natural colour pigment. This exploration was unique even within the frame of Austro-Hungarian monarchy. Semi-precious stones are presented by various scales of wood-opals. Occurrences of ceramic clays, quartz sands, silicites and barite are only of local importance. Mineral fuels are not very common. There are only small occurrences of brown-coal.

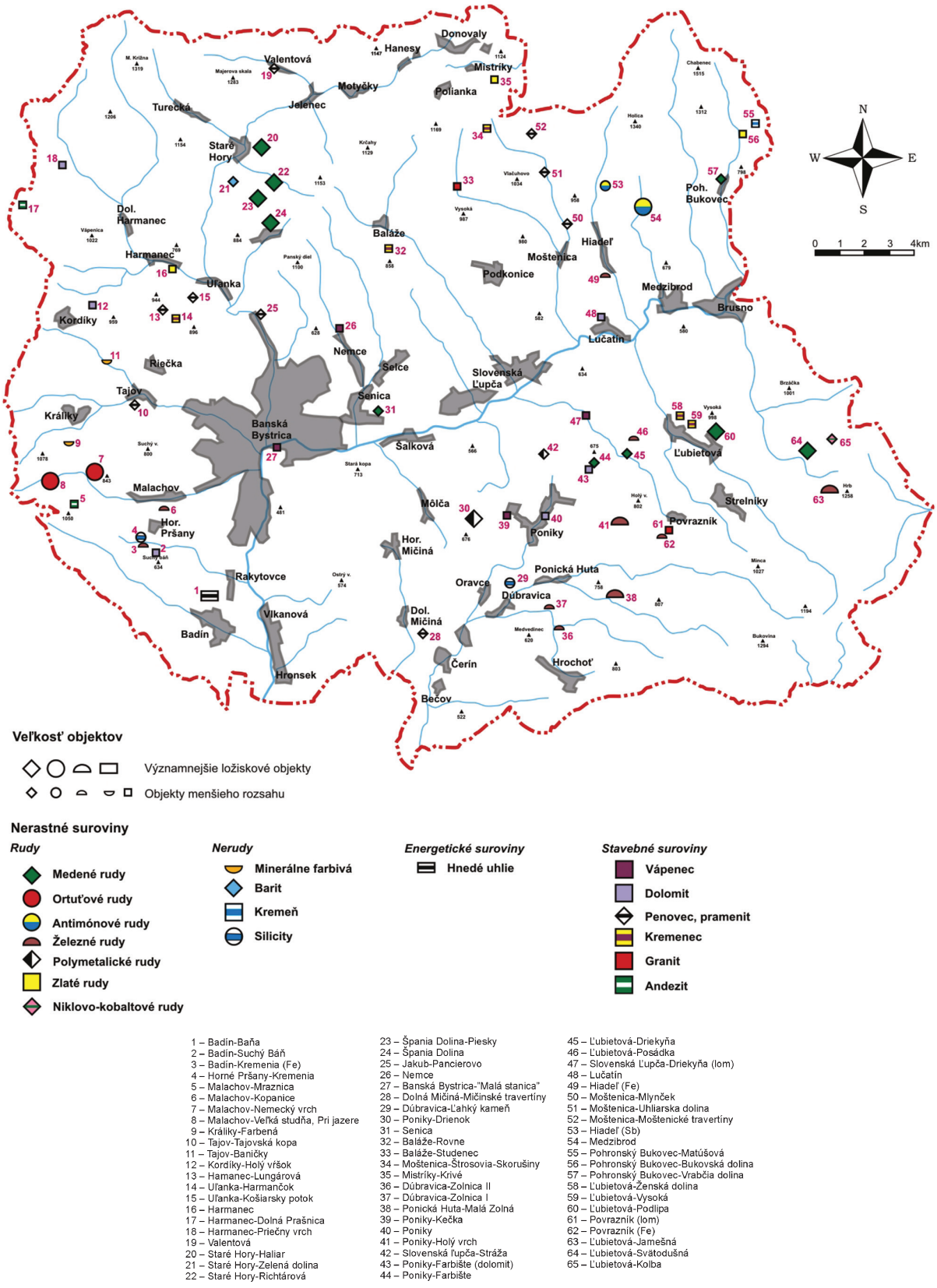
Key words: Banská Bystrica Geopark, copper, mercury, mineral resources, historical, central Slovakia

Úvod

Snahy o ochranu životného prostredia, ako aj rôznych historických a technických pamiatok sú najmä v posledných desaťročiach evidentné takmer vo všetkých kultúrne vyspelých krajinách sveta. V záujme zvýšenia hodnoty tých miest na povrchu Zeme, ktoré sú kľúčovými svedkami jej histórie, prijalo UNESCO v roku 1999 v oblasti ochrany životného prostredia nový pojem „geopark". Popri biotickej zložke sa v geoparkoch pozornosť venuje nielen krajinotvorným a geologickým fenoménom, ale aj fenoménu ťažby a spracovania nerastných surovín. Nerastné suroviny – ich rozmanitosť a množstvo – určujú kvalitu života ľudí prakticky od staršej doby kamennej po súčasnosť a predstavujú jeden zo základných prvkov pre vznik a vývoj modernej spoločnosti.

Budovanie geoparkov na Slovensku prebieha v súlade s Koncepciou geoparkov v SR (MŽP SR, 2008), s aktivitami odborných inštitúcií, ale aj lokálnych občianskych združení. Jedným z dôležitých miest Slovenska, ktoré je svojím potenciálom predurčené stať sa geoparkom v pravom význame slova, je širšie okolie Banskej Bystrice (Banskobystrický geopark, ďalej len BBGP). Atraktivita navrhovaného územia je primárne spôsobená pestrou geologickou stavbou, no hlavne bohatstvom nerastných surovín, najmä rudných (obr. 1). Popri geologických/montanistických fenoménoch je táto oblasť zaujímavá aj z etnografického hľadiska. Tunajšie listnaté a zmiešané lesy sú nielen domovom pre rôzne druhy živočíchov, ale ukrývajú aj botanicky cenné lokality. Okolité hory zas poskytujú veľký priestor pre zimné aj letné športy.

Z uvedených dôvodov bola Ministerstvom životného prostredia zadaná úloha s názvom „Banskobystrický geopark" (č. 0608), riešená hlavne pracovníkmi Štátneho geologického ústavu D. Štúra v období rokov 2008 až 2010, ale aj externými spolupracovníkmi z OZ Nový Kumšt v Banskej Bystrici (Ferenc et al., 2010; www.geology.sk). Cieľom geologickej úlohy bolo vytvorenie základnej platformy pre zriadenie BBGP zhromaždením a spracovaním potrebného množstva textovo-grafického



1 – Badín-Baňa
2 – Badín-Suchý Báň
3 – Badín-Kremenia (Fe)
4 – Horné Pršany-Kremenia
5 – Malachov-Mraznica
6 – Malachov-Kopanice
7 – Malachov-Nemecký vrch
8 – Malachov-Veľká studňa, Pri jazere
9 – Králiky-Farbená
10 – Tajov-Tajovská kopa
11 – Tajov-Baničky
12 – Kordíky-Holý vŕšok
13 – Harmanec-Lungárová
14 – Uľanka-Harmančok
15 – Uľanka-Košiarsky potok
16 – Harmanec
17 – Harmanec-Dolná Prašnica
18 – Harmanec-Priečny vrch
19 – Valentová
20 – Staré Hory-Haliar
21 – Staré Hory-Zelená dolina
22 – Staré Hory-Richtárová
23 – Špania Dolina-Piesky
24 – Špania Dolina
25 – Jakub-Pancierovo
26 – Nemce
27 – Banská Bystrica-"Malá stanica"
28 – Dolná Mičiná-Mičinské travertíny
29 – Dúbravica-Ľahký kameň
30 – Poniky-Drienok
31 – Senica
32 – Baláže-Rovne
33 – Baláže-Studenec
34 – Moštenica-Štrosovia-Skorušiny
35 – Mistríky-Krivé
36 – Dúbravica-Zolnica II
37 – Dúbravica-Zolnica I
38 – Ponická Huta-Malá Zolná
39 – Poniky-Kečka
40 – Poniky
41 – Poniky-Holý vrch
42 – Slovenská ľupča-Stráža
43 – Poniky-Farbište (dolomit)
44 – Poniky-Farbište
45 – Ľubietová-Driekyňa
46 – Ľubietová-Posádka
47 – Slovenská Ľupča-Driekyňa (lom)
48 – Lučatín
49 – Hiadeľ (Fe)
50 – Moštenica-Mlynček
51 – Moštenica-Uhliarska dolina
52 – Moštenica-Moštenické travertíny
53 – Hiadeľ (Sb)
54 – Medzibrod
55 – Pohronský Bukovec-Matúšová
56 – Pohronský Bukovec-Bukovská dolina
57 – Pohronský Bukovec-Vrabčia dolina
58 – Ľubietová-Ženská dolina
59 – Ľubietová-Vysoká
60 – Ľubietová-Podlipa
61 – Povraznik (lom)
62 – Povraznik (Fe)
63 – Ľubietová-Jamešná
64 – Ľubietová-Svätodušná
65 – Ľubietová-Kolba

Obr. 1. Prehľadná schéma distribúcie významných typov historicky ťažených nerastných surovín v okrese Banská Bystrica.

Fig. 1. General sketch of important types of mineral resources historically exploited in the Banská Bystrica district.

materiálu o geologických lokalitách na území okresu Banská Bystrica.

Ťažba a spracovanie nerastných surovín (najmä rúd) v minulosti výrazne ovplyvnila život tunajších obyvateľov a lokálne aj ráz krajiny. Banskobystrickému regiónu vtlačila charakteristickú pečať, ktorú možno sledovať aj dnes po mnohých stáročiach či dokonca tisícročiach. Cieľom príspevku je podať prehľad o rozmanitosti nerastných surovín, ktoré tvoria podstatnú časť štruktúry BBGP, a o spôsobe ich propagácie pre verejnosť.

Prehľad nerastných surovín

Rudné suroviny

Rudy majú v rámci BBGP dominantné zastúpenie, hoci v súčasnosti možno povedať, že ťažba rudných surovín tu má iba historický význam. Región je svetoznámy ložiskami medených rúd, ktoré tu boli ťažené už v mladšej dobe kamennej. Menšie zastúpenie aj význam majú železné, ortuťové, polymetalické (Pb-Zn-Cu), antimónové a niklovo-kobaltové rudy. Samostatná drahokovová (Au) mineralizácia sa tu vyskytuje len ojedinele, no striebro sa v minulosti bežne získavalo ako vedľajší produkt z niektorých Cu rúd.

Medené rudy

Historicky významné ložiská medených rúd sa nachádzajú v okolí Špaňej Doliny a Starých Hôr (Špania Dolina, Piesky, Polkanová, Richtárová, Haliar). Využívané boli už na konci 4. tisícročia pred n. l. počas mladšej doby kamennej, o čom svedčia nálezy kamenných mlatov a podložiek na vytĺkanie a rozdrobovanie medenej rudy. V 15. – 16. storočí oblasť Špania Dolina-Staré Hory predstavovala najväčšie ťažené ložisko medených rúd na svete. V tom období bane vlastnila Thurzovsko-Fuggerovská obchodná spoločnosť, ktorá postupne ovládla všetky svetové trhy s meďou. Okrem medi sa z rúd získavalo aj striebro. Ťažba postupne klesala od 17. storočia a celkom zanikla na začiatku 20. storočia. Posledné prieskumné aktivity na medené rudy tu prebiehali v 60. – 80. rokoch 20. storočia. Okrem štandardného získavania medi spracúvaním rúd sa počas 17. – 19. storočia tento kov získaval aj z cementačných vôd.

Významnou oblasťou výskytu medených rúd je tiež Ľubietová (Podlipa, Svätodušná). Prvé písomné zmienky o ťažbe medi pochádzajú zo 14. stor., keď sa tu (podľa archívnych záznamov) získavalo aj malé množstvo zlata. Rozkvet medenorudného baníctva nastal v 15. – 16. storočí a ukončili ho turecké nájazdy. Menej významná ťažba pokračovala v 17. storočí a trvala do r. 1863. Neúspešný prieskum na medené rudy sa tu konal v druhej polovici 20. stor..

Menšie, no zaujímavé ložisko medených rúd v triasových ryolitoch, predstavuje Farbište pri Ponikách. Drobnejšie výskyty medených rúd sa nachádzajú napr. pri Balážoch, Šalkovej, Pohronskom Bukovci a inde, často v sprievode iných zrudnení.

Okrem historického významu predstavujú vyššie uvedené ložiská Cu rúd magnet pre odbornú aj laickú mineralogickú verejnosť. Primárne minerály Cu reprezentujú hlavne chalkopyrit, tetraedrit a tennantit, lokality sú však preslávené najmä pestrou škálou sekundárnych minerálov medi: malachit, azurit, *libethenit*, *euchroit*, brochantit, antlerit, *mrázekit*, devillín, pseudomalachit, olivenit, cornubit, cornwallit a i., pričom niektoré tu boli opísané prvýkrát na svete (kurzíva). Vzorky aragonitu a celestínu zo Špaňej Doliny boli kedysi považované za najkrajšie na svete.

Praktická propagácia výskytu uvedených nerastov tkvie v už realizovaných náučných chodníkoch (Špania Dolina) alebo momentálne pripravovaných náučných chodníkoch (Ľubietová) s informačnými tabuľami o ťažbe, mineralógii či o technických dielach na jednotlivých ložiskách. Spracovanie oxidačných medených rúd je širokej verejnosti predstavované pokusnou tavbou v lokalite Špania Dolina. Banícke artefakty či minerály zo špaňodolinsko-starohorského rudného revíru sú vystavené v súkromných múzeách v Špaňej Doline a Starých Horách. Priamo v Banskej Bystrici sa histórii baníctva sčasti venuje expozícia Stredoslovenského múzea.

Ortuťové rudy

Hoci okolie Banskej Bystrice je známe predovšetkým ťažbou Cu rúd, ortuťové rudy a ich spracovanie mali v tomto regióne počas stáročí veľký význam. Prieskum a ťažba Hg rúd boli sústredené do priestoru Malachovskej doliny a jej širšieho okolia (Pri Jazere, Nemecký vrch, Krpcová, Fišiarka, Dolná skala, Jasovo, Veľká studňa, Trávny Ždiar).

Archívne dokumenty týkajúce sa baníctva poukazujú na ťažbu v tejto oblasti minimálne počas obdobia 600 rokov. Najstaršie doteraz známe zmienky o ortuťovom baníctve pochádzajú z obdobia rokov 1390 – 1391 a súvisia so súdnymi záležitosťami. Obdobie okolo roku 1565 je zaznamenané ako obdobie najvyššej produkcie ortuti a označuje sa ako rozkvet baníctva v tejto oblasti. V roku 1580 sa však uvádza, že bane sú mimo prevádzky. Druhý dych ortuťového baníctva začína v r. 1780, do r. 1807 vykazujú tunajšie bane ešte činnosť, v roku 1839 sú však opäť opustené. Moderný geologický prieskum na Hg rudy sa uskutočnil v 50. rokoch 20. storočia a vyvrcholil objavením ložiska Veľká studňa (Knésl a Linkešová, 1971; Knésl, 1979). Ložisko bolo v období r. 1980 – 1991 vyťažené a tým definitívne končí ťažba rúd v tejto časti Kremnických vrchov. V minulosti sa ortuť vyrábala prakticky na miestach ťažby vytavovaním z cinabaritu v hlinených retortách, v 20. storočí sa ruda upravovala v úpravni v Špaňej Doline.

V kontraste s ložiskami medených rúd je výskyt Hg mineralizácie typický takmer monominerálnym charakterom, pričom hlavným predmetom záujmu bol cinabarit.

Najzaujímavejšie historické ložiská Hg rúd (Nemecký vrch, Pri jazere, Grófov obed, Veľká Studňa) sú v súčasnosti sprístupnené systémom náučných chodníkov (tzv. Malý a Veľký banský okruh).

Železné rudy

Predstavujú tretí člen „trojlístka“ významných rudných surovín na území BBGP. Historické ložiskové objekty sa sústreďujú hlavne v pásme medzi Osrblím a Ponikami (Tri vody, Hruškovo, Holý vrch, Kamenný hŕbok, Malá Zolná, Jamešná, Hrb, Dúbravica), menšie výskyty sú známe v okolí Malachova, Horných Pršian, Badína a sedla Veľký Šturec.

Je možné, že tunajšie ložiská železných rúd boli v menšom využívané už v dobe železnej, hlavný rozmach ich ťažby však nastal po útlme ťažby bohatých medených rúd, v 18. a 19. storočí. Relatívne bohaté zásoby tunajších ložísk dali základ pre vznik železiarskeho priemyslu (Osrblie, Ponická Huta, Ľubietová).

Ťažené boli najmä oxidačné limonitické železné rudy (oblasť Osrblie-Poniky), ktoré sú často postihnuté silicifikáciou (výskyty opálov a chalcedónu). V okolí Badína a Horných Pršian boli v malom ťažené aj železoopály.

Výskyty Fe rúd sú v súčasnosti na okraji záujmu propagácie pre verejnosť, no v budúcnosti sa tiež počíta s jeho sprístupnením verejnosti. Výnimku predstavuje obec Ľubietová, kde je v realizácii sprístupnenie ložiska Jamešná a výroba železa je propagovaná pokusnou tavbou limonitických rúd priamo v obci.

Ostatné rudné suroviny

Výskyty ostatných rúd v súčasnosti nie sú cielene propagované širokej verejnosti, čo je však len odrazom ich menšieho rozsahu či odľahlej pozície v teréne. Pre južné svahy Nízkych Tatier sú typické ložiská *antimónových rúd*. Z týchto najvýznamnejšie ložisko predstavuje Medzibrod, ktorého okolie je v súčasnosti využívané ako rekreačná zóna (samotné ložisko však nie je sprístupnené ani propagované). Pre obsah zlata bolo toto ložisko dobývané už v 16. – 17. storočí. Hlavným minerálom je antimonit, sprevádzaný pestrou škálou rudných i nerudných minerálov.

Zlato a *striebro* boli už v stredoveku získavané z ložísk antimónových (Medzibrod), polymetalických (Poniky-Drienok) či medených rúd (Ľubietová). Kremenné žily so zlatom boli dobývané počas prvej polovice 20. storočia v Harmanci.

Významnými historickými ložiskami *olovených rúd*, resp. *polymetalických rúd* (galenit, ceruzit, tennantit), sú Drienok pri Ponikách a Stráža v chotári Slovenskej Ľupče. Okrem klasického hlbinného spôsobu dobývania rúd sú tieto ložiská typické rozsiahlymi povrchovými dobývkami či rudnými lomami. Keďže sa mineralizácia nachádza v karbonátových horninách, pozoruhodný je vznik tzv. banského krasu – kombinácie krasových foriem s umelo vytvorenými povrchovými či podzemnými banskými objektmi.

Väčšia koncentrácia *niklovo-kobaltových rúd* sa nachádza iba na ložisku Kolba pri Ľubietovej. Hlavnými minerálmi sú tu gersdorffit a kobaltit, v sprievode tetraedritu, chalkopyritu, karbonátov a iných minerálov.

Energetické suroviny

Na rozdiel od rúd oblasť BBGP neoplýva bohatstvom energetických surovín. Najvýznamnejší je výskyt hnedého uhlia pri Badíne, ktoré sa ťažilo od 19. stor. až do r. 1929. Drobnejšie uhoľné výskyty boli zaznamenané pri Sielnici, Rakytovciach, Králikoch, Kordíkoch, Malachove a Strelníkoch.

Nerudné a stavebné suroviny

Vďaka zložitej geologickej stavbe sa v banskobystrickom regióne vyskytuje pomerne široká škála týchto surovín, no len niektoré sa v súčasnosti ťažia. Okrem činných lomov boli v minulosti lokálne ťažené malými lomami či ťažobňami, ktoré sa nachádzajú v chotári každej obce.

Vápence a *dolomity* miestami budujú celé horské masívy. Dominantne sú zastúpené vo Veľkej Fatre, tvoria J svahy a predhoria Nízkych Tatier. V pomerne rozsiahlom výskyte sa nachádzajú na V svahoch Kremnických vrchov a v Bystrickej hornatine. Ťažené boli (resp. sú) množstvom lomov, napr. Horné Pršany, Horná Mičiná, Poniky, Selce, Červená skala ... Väčšina vápencov a dolomitov bola ťažená ako stavebný kameň. *Slienité vápence* z Banskej Bystrice-Kostiviarskej boli využívané pri výrobe cementu v miestnej cementárni (už zaniknutej). Ako stavebný kameň boli, okrem už spomenutých vápencov a dolomitu, v menšej miere využívané rozličné typy hornín. Zo sedimentárnych hornín ide napr. o kremence (Ľubietová) a pieskovce (Králiky), vulkanické horniny reprezentujú napr. prvohorné bazalty (Šalková), mladotreťohorné andezity (Malachov, Badín, Horný Harmanec) a granitoidy (Baláže).

Malý výskyt *baritu* bol v minulosti nafaraný iba v Zelenej doline pri Starých Horách a svojou pozíciou (priamo na značenom turistickom chodníku) predstavuje vhodný objekt na vybudovanie zastávky náučného chodníka.

Silicity boli získavané pravdepodobne už v mladšej dobe kamennej v lokalite Kremenia pri Horných Pršanoch.

Travertíny (penovce a pramenity) sú veľmi rozšírené najmä v mezozoických karbonátových komplexoch, no boli ťažené len lokálne (Badín, Valentová).

Arzénové minerály (auripigment, realgár) sa ťažili v 17. – 19. stor. pri Králikoch a Tajove. Minerály sa využívali ako prírodné *minerálne farbivo* a ich ťažba bola unikátna aj v rámci vtedajšieho Uhorska.

Dekoračný kameň (resp. *šperková surovina*) – vhodnú surovinu predstavujú rôzne variety drevných opálov, ktoré sa vyskytujú v rámci neogénnych pyroklastík v katastroch Povrazníka a Strelníka. Ich výskyt je veľmi známy a aj v súčasnej dobe vyhľadávaný súkromnými zberateľmi minerálov.

Keramický íl bol v minulosti ťažený na malom ložisku pri Ľubietovej. *Kremenné piesky* z ložiska Harmančok pri Uľanke sú v malom množstve využívané na miestne účely.

Záver

Riešenie úlohy „Banskobystrický geopark“ (č. 0608) v období rokov 2008 – 2010 bolo nevyhnutnou súčasťou a zároveň podstatným krokom pre zriadenie Banskobystrického geoparku. Záverečná správa úlohy – katalóg vybraných lokalít – poskytuje vhodnú platformu pre ďalšie budovanie konkrétnych objektov geoparku (chodníky,

náučné tabule, lokálne zbierky, pokusné tavby). Tie v súčasnosti realizujú členovia miestnych občianskych združení (ďalej OZ), často v spolupráci s nadšenými jednotlivcami. Hlavným ťažiskom činnosti sú najmä obce Špania Dolina a Staré Hory (OZ Banícke bratstvo Herrengrund, OZ Haliar), Ľubietová (OZ Libetha) a Malachov (OZ Malachovská dolina). V centre pozornosti sú najmä historické ložiská medených a ortuťových rúd, menej železných rúd. Propagáciu baníckej činnosti v banskobystrickom regióne vykonávajú tiež OZ Permon a Banskobystrický geomontánny park. Množstvo aktivít vyššie uvedených OZ je zároveň podporované Slovenskou agentúrou pre životné prostredie.

Jedinečnosť priestoru banskobystrického regiónu spočíva nielen v historickej ťažbe rozličných nerastných surovín, ale aj v koncentrácii prirodzených geologických objektov, čo je zapríčinené zložitou geologickou stavbou územia. Tieto objekty sú často cenné z komplexného hľadiska, okrem geologického významu majú aj význam biologický či krajinársky. Nepochybný je zmysel budovania BBGP ako populárno-vzdelávacieho objektu širokého rozsahu. Treba si však uvedomiť, že hodnoty neživej prírody, majú síce veľmi dlhé trvanie, ale človek môže tieto hodnoty zničiť za veľmi krátky čas. Je na nás, aký postoj k nim zaujmeme.

Poďakovanie. Tento článok vznikol s podporou financovania úloh MŽP SR 0608 a APVV-0081-10.

References

Ferenc, Š., Smolárik, M., Olšavský, M., Žuffa-Ellek, M., Antalík, M. & Lacenová, K., 2010: Banskobystrický geopark. Záverečná správa. *Manuskript. Archív Geofond, Bratislava, 79 s.*

Knésl, J. & Linkešová, M., 1971: Doterajšie výsledky vyhľadávania Hg rúd v Kremnickom pohorí. *Geol. Průzk., 13, 5, 135 – 137.*

Knésl, J., 1979: Geologické pomery ložiska ortuťových rúd Veľká Studňa. *Miner. Slov., 11, 327 – 384.*

MŽP SR, 2008: Koncepcia geoparkov v Slovenskej republike (materiál č. UV-22415/2008, schválený vládou SR na rokovaní 117/2008, 15. 10. 2008, 28. bod programu)

http://www.rokovania.sk/appl/material.nsf/0/44C7D0EA64B4E23EC12574D0004591D5/$FILE/Zdroj.html(2008-11-25)

http://mserver.geology.sk:8085/bbgparkg/test4.jsp?width=1277&height=831&x=null&y=null

Rukopis doručený 20. 11. 2013
Revidovaná verzia doručená 17. 1. 2014
Rukopis akceptovaný red. radou 11. 2. 2014

Banská Bystrica Geopark – historically important deposits of raw materials

Region of Banská Bystrica belongs among the most important places in Slovakia for establishment of Geopark. In the past, life-style of the locals and the landscape as well, were distinctly influenced by exploitation and processing of the mineral resources (mainly ores). This contribution aims to show both – a variety of mineral resources, which are the main part of the Geopark, as well as the way of their propagation for the public.

Metals (exploited in the past) were the most important in the Geopark. The region is unique for the world-famous copper deposits exploited since Neolithic Age. Historically important deposits are located in the vicinity of Špania Dolina and Ľubietová. In the 15th and 16th centuries locality Špania Dolina represented the biggest exploited Cu deposit in the world. Silver was a significant by-product from the copper ores modification. Smaller but from mineralogical point of view interesting occurences are located in the Triassic rhyolites in the Poniky-Farbište. Cu-ores in small amount occur also in the vicinity of Baláže, Šalková, Pohronský Bukovec and in other locations. Exploration and exploitation of the Hg ores were concentrated in the Malachovská dolina area. First references in the archive documents about Hg ores exploitation are known from the end of the 14th century. Historically most important Hg deposits are in present accessible by the system of educational paths. Most important deposits of Fe-ores are located in the area between Osrblie and Poniky villages. There were exploited mainly oxidized limonite ores. Sb ores occur in the Medzibrod. Au and Ag was produced from Sb-deposits (Medzibrod), base-metal deposits (Poniky-Drienok) and Cu--deposits (Ľubietová). Quartz veins with gold were mined in the first half of the 20th century in the Harmanec. Ni-Co ores occur only in Ľubietová-Kolba deposit.

In the Banská Bystrica Geopark, mineral fuels are not as common as metals. Most important, historical exploited occurrence of the brown coal is located in the Neogene sediments near Badín village.

Complicated geological settings predicted the presence of various industrial minerals and raw materials in the vicinity of Banská Bystrica. Parts of the Nízke Tatry, Veľká Fatra, Bystrická hornatina and Kremnické vrchy mountain ranges were built by limestones and dolomites. Therefore there occur numerous quarries: Horné Pršany, Horná Mičiná, Poniky, Selce, etc. Marly limestones from the Kostiviarska were used for cement production. Triassic quartzite is located in the Ľubietová and Paleogene sandstones in the Králiky locality. Volcanic rocks are represented by the Permian paleobasalts (Šalková) and Tertiary andesites (Malachov, Badín). Barite was found only in the Zelená dolina near Staré Hory. Calc-tufas are common in Mesozoic carbonate complexes, but exploited they were only locally in the Badín and Valentová areas.

Arsenic minerals (realgar and auripigment) were exploited in localities Tajov and Králiky. Semi-precious stones represent wooden opal from the Neogene pyroclastics in the Povrazník and Strelníky.

Project Banská Bystrica Geopark (No. 0608) was solved (2008–2010) by employees of the State Geological Institute of Dionýz Štúr in cooperation with the civic association Nový Kumšt (Banská Bystrica). Final report from the project solving (database of geological localities) provides applicable platform for building of the objects of Geopark. These are in present realized by the local civic associations, collaborating with enthusiastic individuals.

Constructed Banská Bystrica Geopark is a significant popular-educational object for broad mass of specialists as well as laymen. Values of the abiotic nature, can exist during the long time period, but humans can destroy them in a very short time. It is only on ourselves, what standpoint towards them we take.

GeoVestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie
Newsletter for geology, mining, mineral processing and environmental protection

Príloha časopisu Mineralia Slovaca, roč. 45, č. 4
Appendix of the journal Mineralia Slovaca, Vol. 45, No. 4

Obsah – Content

CO_2 týždeň v ŠGÚDŠ v Bratislave 1
Školenie v delte Dunaja – CGS Europe Spring School on CO_2 Geological Storage 4
12. predvianočný geologický seminár 6
Z činnosti košickej pobočky SGS v roku 2013 29
Geochémia 2013 38
Kronika 39
Významné životné jubileá členov SGS v roku 2014 . . 44

CO_2 týždeň v ŠGÚDŠ v Bratislave

CO_2 Week in ŠGÚDŠ, Bratislava

Ľudovít Kucharič, Michal Jankulár a Slavomír Mikita

Abstract: *CO_2 Week has been organized on the ground of the State Geological Institute of Dionýz Štúr in Bratislava. This event comprised action scheduled in the framework of CGS Europe project (FP 7): Knowledge sharing workshop – Other promissing options for CO_2 storage; field trip to the Underground gas reservoir Gajary-Badenian (Vienna basin) and the General Assembly of the project. Moreover, one day was dedicated to CO_2 GeoNet meeting. Its main point was a continuation of CGS Europe activities, or activities connected with geological storage of CO_2 after the project end (30. 10. 2013). The last day of the week was devoted to the steering commitee of ENeRG club, where the new direction regarding EC program Horizon 2020 was outlined.*

Key words: *CGS Europe project, CO_2 GeoNet, Horizon 2020, Gajary – Badenian reservoir*

V dňoch 16. 9. – 20. 9. bol Štátny geologický ústav Dionýza Štúra centrom aktivít európskeho rozmeru, týkajúcich sa geologického ukladania CO_2, v rámci projektu CGS Europe (Carbon geological storage – paneurópska koordinačná akcia, 7. rámcový program EÚ) a využívania geoenergií (nezávislého európskeho vedeckého klubu ENeRG). Išlo o sériu odborných podujatí, ktorých sa zúčastnilo 40 odborníkov z 21 krajín Európy a Turecka, ako aj domáci špecialisti zo ŠGÚDŠ a spoločnosti NAFTA Bratislava, a. s..

Priebeh podujatia možno charakterizovať takto:

16. 9. Knowledge sharing workshop projektu CGS Europe s nosnou témou: Ostatné perspektívne spôsoby využitia podzemného ukladania CO_2 (išlo o posledný – 6. workshop – tohto typu v rámci predmetného projektu, ktorý sa končí v októbri 2013)

V prvej časti workshopu odznela prednáška týkajúca sa EOR (Enhanced Oil Recovery – od autorov Poulsena, Altsanda a Olsena z GEUS (Dánsko) a TNO (Holandsko). V ďalšom to boli prezentácie o implementácii horizontálnych vrtov pri vtláčaní plynu do metánových uhľonosných súvrství, ako aj analýza a porovnanie tepelných elektrární so zachytávaním CO_2 a čistými uhoľnými technológiami. Obidve témy boli spracované kolektívom z Royal College London (Korre, Durucan. Sinayuc, Syed a Shi).

V druhej časti programu sa prezentovala Univerzita Ankara (METU-PAL) s prednáškami o hlbokomorských sedimentoch a plynových bridliciach ako možných prostrediach pre potenciálne ukladanie CO_2 (Sinayuc a Merey). Nasledovala prvá prednáška, realizovaná v podmienkach ŠGÚDŠ cez Skype (prednáška bola zaslaná vopred, rýchlosť postupu obrázkov si prednášajúci riadil spoza oceánu). Prednášajúci J. Randolph z Univerzity Minnesota hovoril o využití CCS pri získavaní geotermálnej energie a energie z odpadov na výrobu elektrickej energie. Napriek zhoršenému signálu v závere sa prednáška stretla so živou diskusiou, na ktorú v „priamom prenose“ autor reagoval.

Záverečný blok bol venovaný téme minerálnej karbonatizácie. Po úvodnom súhrnnom referáte mapujúcom súčasný stav











Obr. 1. On-line transatlantická prezentácia z Univerzity Minnesota (J. Randolph), týkajúca sa využitia CO_2 pri získavaní geotermálnej energie.

Fig. 1. On line transatlantic presentation from the University of Minnesota – J. Randolph; CO_2 utilization in geothermal energy gaining.

Obr. 2. J. Wallner (NAFTA Bratislava) počas prezentácie.

Fig. 2. J. Wallner (NAFTA Bratislava) during presentation.

Obr. 3. Zasadnutie valného zhromaždenia projektu CGS Europe.

Fig. 3. General Assembly session of CGS Europe project.

Obr. 4. Predsedníctvo CO_2GeoNet (zľava: R. Art – TNO, D. Durand – CO_2GeoNet, I. Czernichowski-Lauriol – BRGM, S. Vercelli – La Sapienza). Foto 1 – 4 L. Martinský.

Fig. 4. Management Board (from the left: R. Art – TNO, D. Durand – CO_2GeoNet, I. Czernichowski-Lauriol – BRGM, S. Vercelli – La Sapienza). Photos 1–4 L. Martinský.

Obr. 5. Účastníci workshopu na podzemnom zásobníku plynu Gajary-báden. Foto Z. Németh.

Fig. 5. Workshop participants at the underground gas reservoir Gajary-Badenian. Photo Z. Németh.

v problematike (Shogenova – Univerzita Tallin) bola prednesená prednáška týkajúca sa ex-situ karbonatizácie banských reziduí (Bodenan, BRGM – francúzska geologická služba). Podujatie bolo ukončené „domácou prednáškou" o využití minerálnej karbonatizácie pri zmene karcinogénnych chryzotilových fíbrov (azbest) na neškodlivý odpad vo svetle technologických a petrologických výsledkov (Radvanec, Tuček, Derco, Čechovská a Németh).

17. 9. Aktivity spoločnosti NAFTA Bratislava, a. s., a vzťah k ukladaniu CO_2 (prednášajúci z vyššie uvedenej spoločnosti)

Na druhý deň v úvodnej časti odznela prednáška o celkových aktivitách spoločnosti NAFTA Gbely, a. s., ako aj o jej dlhoročných, bohatých skúsenostiach s podzemným ukladaním plynu, podaná J. Wallnerom.

V druhom bloku J. Hanzalík referoval o lokalitách, ktoré potenciálne prichádzajú do úvahy v prípade realizácie pilotného, resp. demonštračného projektu na ukladanie CO_2. Z portfólia NAFTY, a. s., boli vybraté tri lokality (Viedenská a Východoslovenská panva). Keďže ide o finančne nákladný projekt, kde nie je možné očakávať príspevok zo štátnych zdrojov, je nutné vyčkať na výzvy na podávanie projektov, ktoré sú signalizované vo sfére energií v rámci programu EÚ „Horizont 2020".

Po diskusii sa celé auditórium presunulo do lokality Gajary-báden, kde je situovaný podzemný zásobník plynu s celkovým objemom 2,5 mld. m^3. Tamojším manažmentom bol predstavený celý skladovací komplex (rozšírenie kapacity v roku 2011) s modernou nízkoenergetickou turbokompresorovou jednotkou a nízkymi emisnými limitmi NOx a SOx a velínom.

Zásobník je napojený na európsku prenosovú sieť (Eurostream transmission network). Keďže ide o skladovanie plynu, členovia konzorcia CGS Europe mali veľa otázok týkajúcich sa prevádzky, bezpečnosti a monitorovacích zariadení celého komplexu.

18. 9. CGS – Europe General Assambly

Celodenný program bol venovaný najvyššiemu orgánu projektu CGS Europe – valnému zhromaždeniu (General Assembly), ktoré hodnotilo celkový stav projektu. Projekt bol otvorený v októbri 2009 a v rovnakom mesiaci tohto roku bude ukončený. Projektové konzorcium tvorilo 36 vedeckých organizácií. Konštatovalo sa, že projekt, ktorý okrem manažovania (francúzska geologická služba – BRGM) pozostával z ďalších štyroch balíkov: vytváranie vedeckých sietí, vypracovanie záväzných postupov pri plánovanom úložisku CO_2, rozvoj a výmena poznatkov, ako aj rozšírenie poznatkov do odbornej aj širokej verejnosti, svoje úlohy splnil. Výsledky projektu dostupné vo forme správ a tzv. derivelables sú hodnotené skupinou nezávislých expertov vybraných EK. Na udržanie kontaktu skupiny odborníkov zaoberajúcich sa touto problematikou s projektom aj po jeho ukončení je potrebné vytvoriť zodpovedajúce vedecké teleso, ktoré by do určitej miery nielen mapovalo, ale aj ovplyvňovalo riešenie problémov geologického ukladania CO_2 v Európe, resp. sa na ňom podieľalo. Týmto problémom sa zaoberal ďalší deň rokovania (viac o CGS Europe pozri: http://www.cgseurope.net).

19. 9. CO_2GeoNET

Zámerom konzorcia CGS Europe je, aby jeho členovia po skončení projektu plynule prešli do centra excelencie CO_2GeoNet, ktoré zahŕňa 13 partnerov zo 7 (zakladajúcich) krajín EÚ. Táto nezisková vedecká asociácia bola založená v roku 2008 s cieľom obsiahnuť všetky aspekty geologického ukladania CO_2 prostredníctvom výskumu, tréningov, budovania kapacít, vedeckého poradenstva a rozširovania informácií. Pretože takéto zoskupenie si vyžaduje aj určitú administratívnu zložku, členstvo v ňom je podmienené ročným príspevkom, ktorý hlavne pre štáty bývalej strednej a východnej Európy nemusí byť príťažlivým aspektom. V ďalšom kroku je potrebné zabezpečiť zdroj financovania, čo je zrejme kľúčovým problémom nielen pre chod zoskupenia, ale hlavne pre rozvoj poznatkov v technológii podzemného uskladňovania CO_2. Takže aj v tomto prípade bude očakávanie spojené s predpokladanými výzvami v rámci programu Horizont 2020. Je však zrejmé, že takto sformulované zoskupenie predstavuje významnú vedeckú silu, ktorá by mala byť schopná ovplyvňovať aj rozhodnutia či smerovania EK v predmetnej problematike. Niektorí členovia konzorcia (štáty) už počas tohto mítingu boli prijatí do zoskupenia na základe vopred zaslaných prihlášok (viac o CO_2GeoNet pozri: http://www.co2geonet.com).

20. 9. ENeRG

Posledný deň týždňa CO_2 bol venovaný výkonnému výboru nezávislého vedeckého klubu ENeRG, zaoberajúceho sa využívaním geoenergií, združujúc 33 štátov Európy. Vo výbore sa konštatovalo, že doterajšia činnosť venovaná hlavne geologickému ukladaniu CO_2, z ktorého vzišli projekty EÚ ako CASTOR, GeoCapacity, CO_2NetEast, CGS Europe a CO_2Stop, musí byť rozšírená do iných sfér využívania geoenergií, a to v súlade so zámermi EK. Ide hlavne o aspekty týkajúce sa hodnotenia rozmachu v ťažbe plynových bridlíc, využitia geotermálnej energie (v zábere CO_2), ako aj zaoberania sa problematikou skladovania energií. To všetko sú „netradičné zámery" geologických disciplín, ktoré ale vyžaduje súčasné smerovanie civilizácie, a preto bude potrebné na tieto priority aj zodpovedne reagovať. Bude teda veľmi záležať na aktivite tejto siete, akým spôsobom bude schopná ovplyvniť a presadiť tieto zámery v Európskom priestore. V rámci zásad rotujúceho predsedníctva bol vo výbore zvolený za nového prezidenta na obdobie 2 rokov Dr. Constantin Sava z GeoEcomar v Bukurešti. (Viac o ENeRGu pozri: http://www.energnet.eu).

Na záver možno konštatovať, že organizácia takejto akcie si vyžadovala nasadenie nielen odborného, ale aj technického a pomocného personálu ŠGÚDŠ. Autori príspevku nezaznamenali počas celého týždňa ani jeden negatívny postoj zo strany účastníkov voči programu, miestu konania a celkovej organizácii podujatia. Dokonca aj neformálne stretnutia, aj keď neboli „sponzorsky saturované", sa stretli s veľmi pozitívnym ohlasom. Preto je potrebné všetkým zainteresovaným, vrátane vedenia ŠGÚDŠ, poďakovať za hladký priebeh podujatia. Technickou novinkou bola zámorská prednáška a diskusia z USA cez Skype (Univerzita Minnesota). Takéto vymoženosti však odporúčame vopred pripraviť a odskúšať, aby nedošlo k nepríjemným improvizačným manévrom. Dokázalo sa, že aj takým spôsobom možno zvýšiť cenu a atraktívnosť vedeckého podujatia.

Z hľadiska budúcnosti ukladania CO_2 ako jednej z metód spôsobu „boja s klimatickou zmenou" sa odôvodnene očakáva znenie výziev na podávanie projektov pre program Horizont 2020 (Rámcový program pre výskum a inovácie), kde by mali byť publikované námety pre sféru Energy Challenge.

Školenie v delte Dunaja, Rumunsko

CGS Europe Spring School on CO_2 Geological Storage
Training in the Danube Delta, Romania

Michal Jankulár a Slavomír Mikita

Abstract: *CO_2 capture and storage (CCS) is a key technology developed under the framework of European Union for combating climate change. The CO_2 Geological Storage (CGS Europe, Pan-European coordination action on CO_2 Geological Storage), launched on 2010 and financed by EC FP7 programme, is a part of CCS chain which pools together the expertise of the key research institutes in the area of CO_2 geological storage in European Member States and Associated Countries. The event called "CGS Europe Spring School on CO_2 Geological Storage" organized by CGS Europe, was held in the delta of Danube river in Romania on 18. – 24. April 2013. The course provided theoretical and practical knowledge on CCS based on recent international research and development work.*

Key words: *CCS Europe, CGS Spring School, CO_2 geological storage, Romania, Danube Delta*

V dunajskej delte Rumunska, presnejšie v Uzlina-Murighiol v oblasti Tulcea, prebiehalo v dňoch 18. až 24. apríla 2013 školenie o ukladaní CO_2 do geologických štruktúr (The CO_2 Geological Storage, skrátene CGS Europe), organizované a koordinované Paneurópskou koordinačnou činnosťou pre geologické ukladanie CO_2 (Pan-European coordination action on CO_2 Geological Storage), ktorú zastrešuje 7. rámcový program Európskeho spoločenstva pre výskum, technologický pokrok a aplikované demonštrácie (The 7th Framework Programme of the European Community for research, technological development and demonstration activities). Projekt zachytávania a ukladania CO_2 (CO_2 Capture and Storage, skrátene CCS) je kľúčovou technológiou Európskej únie v boji proti klimatickým zmenám a jeho cieľom je podporovanie 6 pilotných projektov zachytávania a ukladania CO_2 vo veľkých mierkach s komerčným zavedením do roku 2020. CGS Europe je jednou z častí projektu



Obr. 1. Spoločná fotka účastníkov školenia CGS pred hotelom Cormoran (18. – 24. 4. 2013, Murighiol/Uzlina – Rumunsko).

Fig. 1. Participants of CGS Europe 2nd Spring School in front of Cormoran Hotel (18th – 24th April, Murighiol/Uzlina – Romania).

CCS a združuje odborníkov z vedecko-výskumných inštitúcií z 24 členských štátov Európy a 4 pridružených krajín pôsobiacich v oblasti geologického ukladania CO_2. Slovenská republika je partnerom CGS Europe (v rámci programu CO_2GeoNet East) a od roku 2007 sa podieľa na vyhľadávaní miest s vhodnými geologickými štruktúrami na ukladanie CO_2.

Druhý ročník podujatia s názvom The CGS Europe 2nd Spring School on CO_2 Geological Storage sa konal so zastúpením 20 študentov z viacerých krajín (Bulharsko, Fínsko, Francúzsko/India, Maďarsko, Poľsko, Rumunsko, Slovensko, Švédsko, Španielsko, Turecko, Veľká Británia/Austrália) a školiaceho tímu (obr. 1) s dlhoročnými skúsenosťami s problematikou zachytávania a hlbinného ukladania CO_2 (školitelia: Niels Poulsen, Dánsko; Rob Arts, Holandsko; Alexandra Dudu, Rumunsko; Adam Wójcicki, Poľsko; Marie Gastine, Francúzsko; Stefan Knopf, Nemecko). Školenie poskytovalo teoretické a praktické znalosti týkajúce sa zachytávania a ukladania CO_2 na existujúcich geologických úložiskách, a to na podklade starších aj súčasných výskumných prác. Cieľom päťdňového kurzu bolo získanie prehľadu o tvorbe projektového plánovania pre ukladanie CO_2 z priemyselnej činnosti do hlbinných geologických štruktúr. Študijná náplň zahŕňala stručný prehľad zachytávania a ukladania CO_2 a geologickú charakteristiku úložiska, doterajšie skúsenosti s ukladaním CO_2 a porovnanie s výsledkami dynamického modelovania, posudzovanie rizík a metódy monitorovania úložísk CO_2, právny rámec zachytávania a ukladania CO_2 a ďalej zahŕňala aj netechnické aspekty, akými sú ohlas verejnosti a plánovanie finančných nákladov.



Obr. 2. Pracovné nasadenie medzinárodného riešiteľského kolektívu projektu budovania geologického úložiska CO_2.

Fig. 2. Members of international work team concentrating on the projection of CO_2 geological storage.



Obr. 3. Výsledná posterová prezentácia projektu navrhnutia úložiska CO_2 a s ním súvisiacich náležitostí.

Fig. 3. Final poster presentation of the CO_2 geological storage project suggested new CO_2 deposits and related requirements.

Rumunsko pripravuje spustenie poloprevádzkového (demo) projektu s názvom Getica (Getica CCS Demo Project), založeného v roku 2011 a oficiálne podporovaného zo zdrojov rumunskej vlády a zdrojov Global Institute CCS (Australia). Poloprevádzkový projekt Getica patrí pod úplný reťazec CCS, a teda zahŕňa celý postup spracovania CO_2 – od jeho záchytu cez transport až po uloženie. Realizácia zariadenia na zachytávanie CO_2 je naplánovaná na juhozápad krajiny (oblasť Oltenia), do tepelnej elektrárne neďaleko mesta Turceni (župa Gorj), ktorá je strategickým dodávateľom elektrickej energie pre Národný energetický systém Rumunska. Elektráreň má výkon spolu 7 x 330 MW a celkovo sa podieľa na približne 6 Mt/rok emitovaného CO_2 v krajine. Zachytávanie CO_2 bude prebiehať z jedného výrobného bloku (blok 6) transportom podzemným potrubím s celkovou dĺžkou do 40 kilometrov. Ako miesto na ukladanie CO_2 sú určené hlboké geologické formácie soľaniek v okruhu 50 km od elektrárne. Množstvo zachyteného, transportovaného a uloženého CO_2 je v komerčnej fáze dimenzované na 1,5 Mt/rok. Účelom tohto poloprevádzkového projektu je, okrem iného, zvoliť vhodnú technológiu zachytávania CO_2, navrhnúť materiálovú bilanciu a blokovú schému priemyselnej zachytávacej jednotky, navrhnúť zjednocovacie koncepcie, spresniť finančné náklady a navrhnúť predbežný plán implementácie. Finančná podpora poskytnutá zdrojmi Global Institute CCS bola 2,55 mil. AUD na realizáciu projektu Getica a 51 000 EUR na úpravu a vylepšenie právneho a inštitucionálneho rámca zachytávania a ukladania CO_2 v Rumunsku.

Z časových dôvodov sme sa však k tejto prevádzke nedostali, no na kvalite školenia to neubralo. Najväčší vplyv na proces výučby malo vypracovanie vlastného návrhu projektu zachytávania a ukladania CO_2. Viacčlenné medzinárodné tímy v ňom museli zohľadniť poznatky získané z prednášok a zo svojich predošlých skúseností (obr. 2). Výsledné projekty boli prezentované v závere vo forme plagátov pred odborným a verejným publikom, ktoré tvorili účastníci stretnutia (obr. 3). V rámci bohatého študijného programu sme mali možnosť navštíviť prírodnú rezerváciu v Dunajskej delte a nechýbal ani rozlúčkový spoločenský večer (obr. 4).



Obr. 4. Lektori (zľava) Niels Poulsen (GEUS, Dánsko) a Constantin Sava (GeoEcoMar, Rumunsko) počas rozlúčkového večierka.

Fig. 4. CGS Europe teachers (from the left) Niels Poulsen (GEUS, Denmark) and Constantin Sava (GeoEcoMar, Romania) during farewell party.

12. predvianočný geologický seminár ŠGÚDŠ a SGS
Nové poznatky o stavbe a vývoji Západných Karpát

12. geological seminar: New knowledge about geological setting and evolution of the Western Carpathians

Zoltán Németh[1], Dušan Plašienka[2], Ladislav Šimon[1], Milan Kohút[1], Monika Kováčiková[1], Viera Kollárová[1] a Martin Vlačiky[1]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava; [2]Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského Bratislava

Abstract: *The 12th Annual Geological Seminar New knowledge about geological setting and evolution of the Western Carpathians was organized by the State Geological Institute of Dionýz Štúr (ŠGÚDŠ) and Slovak Geological Society (SGS), and held on 12. December 2013 in ŠGÚDŠ Bratislava. It was devoted to 100th anniversary of the birth of Professor Miroslav Kuthan. The whole-day program of the seminar consisted of four related parts and encompassed 34 lectures and 15 posters. The abstracts of presentations of the seminar are published in the order corresponding to the time schedule of the seminar. Afternoon lectures started with awarding of Prof. D. Plašienka with the Slávik Medal of the Slovak Geological Society for his lifetime achievements. The same prize obtained also Geological Institute of the Slovak Academy of Sciences (SAS) on the occasion of 60th anniversary of its establishing. During subsequent General Assembly of the Slovak Geological Society new members of its Extended Committee were elected. The chairman of SGS L. Šimon remains in this position for next period 2014–2017, Z. Németh becomes new vice-chairman (both from ŠGÚDŠ), and S. Ozdínová from Geological Institute of SAS becomes the scientific secretary of SGS.*

Key words: *geoscientific seminar, awards, abstracts of presentations*

Celodenný geologický seminár Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra (ŠGÚDŠ) a Slovenskej geologickej spoločnosti (SGS) *Nové poznatky o stavbe a vývoji Západných Karpát* sa konal 12. decembra 2013 v Bratislave vo Veľkej sále Dionýza Štúra ŠGÚDŠ. Uskutočnil sa pri príležitosti nedožitého 100. výročia narodenia profesora Miroslava Kuthana. Organizátormi seminára boli Z. Németh, L. Šimon, M. Kohút a M. Kováčiková zo Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra a SGS, odborným garantom seminára bol D. Plašienka z Univerzity Komenského v Bratislave.

Seminár otvorili riaditeľ ŠGÚDŠ Ing. Branislav Žec, CSc., a predseda SGS RNDr. Ladislav Šimon, PhD. (obr. 1). Program seminára bol rozdelený do štyroch kontinuálne na seba nadväzujúcich častí, v rámci ktorých bolo prezentovaných 34 prednášok a 15 posterov.

Dopoludňajší program seminára (obr. 2 a 3) tvorili prezentácie s odbornou problematikou v rámci blokov *Aplikovaná a environmentálna geológia* (moderátor Z. Németh), *Mineralógia, petrológia a geochémia* (moderátor M. Kohút) a *Sedimentológia a biostratigrafia* (moderátor J. Michalík).

Obr. 1. Seminár otvorili riaditeľ ŠGÚDŠ Ing. Branislav Žec, CSc., a predseda SGS RNDr. Ladislav Šimon, PhD.. Foto L. Martinský. ▶

Fig. 1. Seminar was opened by the ŠGÚDŠ Director Ing. Branislav Žec, CSc. and the SGS Chairman RNDr. Ladislav Šimon, PhD. Photo L. Martinský.

Obr. 2. Čestné predsedníctvo 12. predvianočného geologického seminára – riaditeľ ŠGÚDŠ Ing. Branislav Žec, CSc., a predseda SGS RNDr. Ladislav Šimon, PhD.. Foto L. Martinský.

Fig. 2. Honorary presidency of the 12. geological seminar – ŠGÚDŠ Director Ing. Branislav Žec, CSc. and the SGS Chairman RNDr. Ladislav Šimon, PhD. Photo L. Martinský.

Obr. 3. Atmosféra v sále počas prvej prednášky celodenného maratónu odborných prezentácií. Foto L. Martinský.

Fig. 3. Atmosphere in the lecture room during the first lecture of the whole-day marathon of scientific presentations. Photo L. Martinský.

Obr. 4. Prof. RNDr. D. Plašienka, DrSc., počas príhovoru po obdržaní Slávikovej medaily SGS. Foto Z. Németh.

Fig. 4. Prof. RNDr. D. Plašienka, DrSc. in his speech after receiving the Slávik Medal. Photo Z. Németh.

Obr. 5. Vedecký tajomník SGS Ing. Z. Németh, PhD., a predseda SGS RNDr. L. Šimon, PhD., uzatvárajúc dve funkčné obdobia, v úvode valného zhromaždenia SGS, spojeného s voľbami nového rozšíreného výboru SGS. Foto M. Kohút.

Fig. 5. Scientific secretary of SGS Ing. Z. Németh, PhD. and SGS Chairman RNDr. L. Šimon, PhD. at the end of two terms of office. The beginning of SGS General Assembly and related elections of the new SGS Extended Committee. Photo M. Kohút.

Obr. 6. RNDr. V. Konečný, CSc., v úvodnej prednáške venovanej nedožitému 100. výročiu narodenia profesora Miroslava Kuthana. Foto Z. Németh.

Fig. 6. RNDr. V. Konečný, CSc. in introductory lecture devoted to 100th anniversary of the birth of Prof. Miroslav Kuthan. Photo Z. Németh.

Obr. 7. Mgr. I. Pešková, PhD., počas prednášky o nových zisteniach v problematike západnej časti bradlového pásma. Foto Z. Németh.

Fig. 7. Mgr. I. Pešková, PhD. during her lecture about new findings in the western part of Klippen Belt. Photo Z. Németh.

Obr. 8. Seminár bol spojený s voľbami do rozšíreného výboru SGS a Národného geologického komitétu na roky 2014 – 2017. Foto L. Martinský.

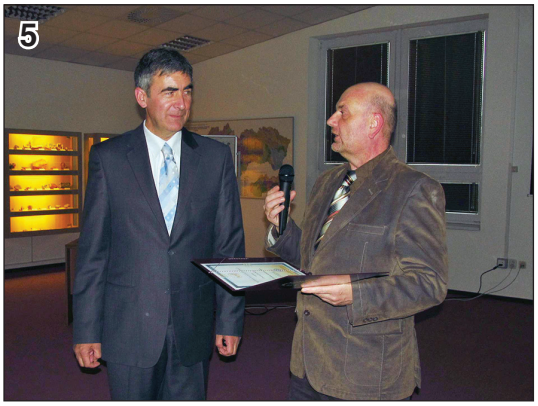
Fig. 8. Seminar was linked with elections of members of SGS Extended Committee and National Geological Committe for period of 2014–2017. Photo L. Martinský.


1
ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV
DIONÝZA ŠTÚRA


2
ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV
DIONÝZA ŠTÚRA


3


4


5


6


7
ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ
MENTE ET MALLEO
DIONÝZA ŠTÚR


8

Popoludňajší program seminára sa začal slávnostným udeľovaním ocenení SGS za rok 2013: Slávikovu medailu obdržali Geologický ústav SAV pri príležitosti 60. výročia vzniku a prof. D. Plašienka za celoživotné dielo s platnosťou udelenia Slávikovej medaily od roku 2006. Ďakovné listy SGS obdržali J. Maglay, N. Hudáčková, K. Fordinál, D. Pivko, Z. Németh a L. Turanová. Prof. A. A. S. Grigorovičovi z Ukrajiny bolo udelené čestné členstvo v SGS.

Po udelení ocenení sa uskutočnilo valné zhromaždenie Slovenskej geologickej spoločnosti, spojené s voľbami členov do rozšíreného výboru SGS a Národného geologického komitétu v zmysle stanov SGS. Aj napriek početnej prítomnosti záujemcov o tento celodenný seminár, členov SGS nebola požadovaná nadpolovičná väčšina jej 369-člennej členskej základne. Preto bolo umožnené odovzdávanie volebných lístkov počas celého popoludňajšieho programu a výsledky volieb boli vyhlásené až v neskorých večerných hodinách po ukončení seminára. Predsedom SGS na roky 2014 – 2017 zostáva L. Šimon, podpredsedom sa stáva Z. Németh (obaja z ŠGÚDŠ) a vedeckým tajomníkom S. Ozdínová z Geologického ústavu SAV.

Úvodom do nasledujúceho vedeckého programu bol príhovor L. Šimona, ktorým pripomenul dielo a nedožité 100. výročie narodenia profesora Miroslava Kuthana. Podobne ďalšia prednáška popoludňajšej odbornej problematiky *Geologická stavba a tektonometamorfný vývoj Západných Karpát* (moderátori D. Plašienka, R. Aubrecht a J. Hók) bola venovaná M. Kuthanovi a prednášal ju jeho blízky spolupracovník V. Konečný. Nasledujúce prezentácie boli v tejto časti radené postupne od návrhu nového generálneho tektonického členenia Západných Karpát a prezentácií s problematikou kryštalinika smerom k témam z mladších útvarov.

12. predvianočný geologický seminár Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra a Slovenskej geologickej spoločnosti sa už tradičnou komplexnosťou a širokospektrálnosťou prezentovaných tém, rovnako ako veľkým počtom prezentujúcich aj účastníkov, zaradil medzi úspešné geovedné podujatia roku 2013 na Slovensku.

Abstrakty prezentácií (prednášok a posterov) sú zaradené za touto reportážou v poradí podľa programu jednotlivých častí seminára.

1. časť – Part 1

Aplikovaná a environmentálna geológia

Applied and environmental geology

P. MALÍK, D. HAVIAROVÁ, J. ŠVASTA a M. GREGOR: **Miešanie podzemných a povrchových vôd v podzemnom hydrologickom systéme Demänovskej doliny**

V čase od januára 2011 do mája 2012 bolo v Demänovskej doline vykonaných 7 sérií hydrometrických meraní na vodných tokoch počas rozličných vodných stavov. Merania boli vykonané súčasne na tokoch povrchovej i podzemnej Demänovky a na ich prítokoch. Merania boli projektované aj vyhodnocované ako úsekové hydrometrovania s cieľom objasniť skryté prestupy prietokového množstva z povrchového toku do podzemia alebo skryté prírastky prietoku bez viditeľného vstupu bočných prítokov. Úsekové hydrometrovanie bolo cielené na 20 základných profilov, medzi ktorými sa hodnotili skryté prírastky alebo úbytky prietoku, spolu s bočnými prítokmi a prameňmi však boli tieto merania vykonávané v rámci Demänovskej doliny na 49 profiloch. Celkovo bolo vykonaných 347 meraní prietoku. Spolu s meraním prietokov bola meraná aj teplota vody a jej merná elektrická vodivosť.

Zo zmien prietoku na povrchovej Demänovke vyplýva celkový trend úbytkov prietokového množstva v hornej časti hodnoteného územia – povrchových tokov Demänovky i Priečneho potoka až po Objavný ponor. Povrchová Demänovka potom skryte naberá prietokové množstvo na dolnom hydrometrovanom úseku. V prípade podzemnej Demänovky bol striedavo zisťovaný skrytý prírastok a úbytok prietokového množstva. Prírastok bol vždy zistený medzi Achátovým dómom jaskyne Pustá a Pekelným dómom Demänovskej jaskyne slobody, úbytok bol vždy zaznamenaný v nižšom úseku po profil „Pod rázcestím", konštantne prírastkový bol zas ďalší úsek medzi „datovačkami" pri schodisku do Veľkého dómu a profilom „Pod rázcestím"; v ďalšom úseku po Podzemné prepadanie bol striedavo zaznamenávaný skrytý úbytok i prírastok prietokového množstva, pričom absolútna veľkosť úbytku prevažovala. Výrazný skrytý prírastok bol zaznamenaný aj na úseku medzi 6. a 7. sifónom (pred odtokovým sifónom) v oblasti Mramorového riečiska a Podzemným prepadaním. Záverečný bod podzemného toku Demänovky je tvorený prameňom Vyvieranie, kde bol posledný dokumentovaný profil podzemného riečiska. Vo všetkých dvanástich prípadoch, keď bolo možné porovnať hydrometrované množstvo, bol medzi Vyvieraním a Mramorovým riečiskom medzi 5. a 6. sifónom zistený úbytok prietoku. Je však neľahké rozhodnúť, aký podiel z tohto množstva je ešte súčasťou odberu a aký môže teoreticky vstupovať do ďalšej, doposiaľ neznámej súčasti podzemného hydrologického systému. Okrem hlavného toku Demänovky boli straty prietokového množstva dokumentované hydrometrickými prácami aj v spodnej časti povodia Zadnej vody a v menších dolinkách Okno a Vyvieranie. Je pravdepodobné, že časť prietokového množstva s veľkosťou niekoľko desiatok $l \cdot s^{-1}$, ktoré sa stráca z povrchovej Demänovky, postupuje v masíve ešte ďalej pod profil Kamenná chata, prípadne na iné miesto v krasovej hydrogeologickej štruktúre.

Typické vlastnosti dvoch základných druhov vôd v oblasti Demänovskej doliny (alochtónnych vôd povrchových tokov a autochtónnych vôd infiltrovaných v skrasovatenom masíve) boli využité v rámci diskusie o pôvode neznámych prítokov v systéme (za podmienky poznania ich mernej elektrickej vodivosti – EC, ako aj pri známom prietokovom množstve ako zmesi obidvoch typov vôd). Na základe znalosti veľkosti zmiešavajúceho sa prietokového množstva jednotlivých zložiek a ich hodnôt EC pomocou zmiešavacieho pravidla boli stanovené hodnoty EC neznámej zložky zrieďovacou rovnicou. Typické hodnoty mernej elektrickej vodivosti sa pre alochtónne vody pohybujú medzi 30 až 80 $\mu S \cdot cm^{-1}$ (vody pretekajúce korytami Demänovky, Zadnej vody a Priečneho potoka nad úrovňou Lúčok), kým autochtónne vody (napr. menšie prítoky Demänovky z doliniek Machnaté, Pustá, Vyvieranie, Okno alebo vody prameňov z triasových karbonátov fatrika v oblasti) majú rozsah hodnôt mernej elektrickej vodivosti od 270 do 350 $\mu S \cdot cm^{-1}$. Vo vyššej časti povrchového toku Demänovky dochádza prevažne iba k stratám prietokového množstva a tomuto skryte prestupujúcemu množstvu možno priradiť vlastnosti zdrojového toku (≈30 až 80 $\mu S \cdot cm^{-1}$). V úseku medzi Vyvieraním a Kamennou chatou však dochádza k intenzívnej drenáži autochtónnych vôd, pretože vo vyššom úseku bola priemerná hodnota EC skrytého prítoku podľa zmiešavacej rovnice vypočítaná na 261 $\mu S \cdot cm^{-1}$ a medián EC skrytého prítoku stanovený

na hodnotu 234 μS · cm^{-1} (priemerný skrytý prírastok 93,4 l · s^{-1}, medián 58,7 l · s^{-1}). Podobné je to v záverečnom hydrometrovanom úseku povrchovej Demänovky (skrytý prírastok v priemere 47,6 l · s^{-1} s mediánom 50,8 l · s^{-1}). Priemerná hodnota EC skrytého prítoku podľa zmiešavacej rovnice mala byť 274 μS · cm^{-1} a medián EC mal v prípade siedmich meraní veľkosť 183 μS · cm^{-1}. Podľa všetkého však na tomto nižšom úseku dochádza k prestupom vôd s rozličnou vodivosťou, pravdepodobne aj viac prepojených s alochtónnymi vodami – povrchovými tokmi. V podzemnom hydrologickom systéme Demänovskej doliny medzi Achátovým dómom Pustej jaskyne a Pekelným dómom Demänovskej jaskyne slobody by podľa zmiešavacej rovnice mala byť priemerná hodnota EC skrytého prítoku 465 μS · cm^{-1} a jej mediánová hodnota EC 355 μS · cm^{-1}. Podobne vypočítaná priemerná veľkosť predpokladanej teploty skryte prestupujúcej vody bola 7,4 °C (medián 6,4 °C). Znamená to, že v priestore medzi týmito dvoma profilmi prestupuje okrem vôd z Jazerného dómu jaskyne Štefanová aj niekoľko desiatok l · s^{-1} autochtónnych vôd, t. j. vôd obiehajúcich vnútri triasových karbonátov fatrika krasovo-puklinovej hydrogeologickej štruktúry Demänovskej doliny (41,3 l · s^{-1}/47,3 l · s^{-1}). Výraznejšie skryté prítoky podzemnej Demänovky, overené všetkými siedmimi sériami hydrometrovaní medzi profilmi (od 43,0 l · s^{-1} do 195,3 l · s^{-1}, priemer 97,6 l · s^{-1}, medián 85,8 l · s^{-1}), mali vypočítanú priemernú EC skrytého prítoku okolo 251 μS · cm^{-1} a medián hodnôt EC cca 259 μS · cm^{-1}. Priemerná veľkosť predpokladanej teploty skryte prestupujúcej vody bola vypočítaná na 5,6 °C a medián hodnôt vypočítaných zmiešavacími vzťahmi bol 5,6 °C, ich rozsah bol 4,6 – 6,8 °C. Aj v tomto prípade vstupujú do podzemného systému autochtónne vody z mezozoika.

A. ŽILKA, P. LIŠČÁK, P. PAUDITŠ a D. BALÍK: **Zosuvy aktivizované v roku 2013 v obci Brehy**

Na základe oznámenia zosuvov v obci Brehy pracovníci oddelenia inžinierskej geológie ŠGÚDŠ vykonali obhliadku, dokumentáciu a zameranie zosuvných území.

Bahenno-kamenitý prúd v miestnej časti Kalište vznikol po výdatných zrážkach 31. marca 2013 približne o 13.07 hod. na pomerne strmom zalesnenom svahu.

K iniciácii zosuvu prispelo nasýtenie svahu vodou z atmosférických zrážok. Zosuv následne prehradil údolie. Vzhľadom na pomerne silný prítok do prehradeného údolia sa už rozvoľnená zosunutá zemina postupne nasýtila presakujúcou vodou, došlo k zmene konzistencie na kašovitú až tekutú a k náhlemu vzniku kamenito-hlinitého prúdu. K mobilizácii prúdu mohol prispieť aj parciálny odval z odlučnej hrany, ktorý poskytol prvý impulz. Tento prúd sa pohyboval pomerne veľkou rýchlosťou (okolo 10 m/s) dole údolím až po priepust, ktorý kapacitne nestačil odviesť pohybujúcu sa masu, preliatu cez premostenie priepustu a ďalej zbehnutú dole pomerne strmou prístupovou asfaltovou cestou dĺžky asi 50 m. Masa prešla cez štátnu cestu spájajúcu Brehy s Rudnom nad Hronom, zbehla do Hrona a tiež sa rozliala aj smerom k Brehom, keďže zvodidlá vytvorili prirodzenú bariéru. Tu už táto masa, našťastie ochudobnená o bloky andezitu, zaplavila záhrady a čiastočne aj pivničné priestory v troch rodinných domoch.

Zosuv v miestnej časti Močarina vznikol ako dôsledok nadmerného nasýtenia svahu budovaného hlinitými delúviami s vysokým obsahom ílu, po výdatných zrážkach a permanentnom dotovaní vodou z topiaceho sa snehu. K iniciácii zosuvu prispel zrejme aj antropogénny zásah – podkopanie svahu počas budovania pivnice a oporného múru v tesnej blízkosti domu.

Zosuv sa pohyboval pomerne rýchlo, časť aktivovaná 22. februára 2013 sa zosunula údajne v priebehu štyroch hodín (podľa majiteľa domu). Bol zastavený až oporným múrom, ktorý čiastočne narušil.

Aktívny zosuv predstavuje plošné teleso s rozmermi cca 25 x 20 m (492 m^2) a výrazne vyvinutou odlučnou oblasťou. Dĺžka odlučnej hrany aktívneho zosuvu je 52 m, výška odlučnej steny sa pohybuje od 1,5 do 2 m. Celkový objem zosunutej masy predstavuje cca 950 m^3 zeminy, časť aktivovaná v marci 2013 cca 250 m^3.

V záhrade nad zosuvom sa v marci 2013 objavila trhlina, ktorá počas dokumentácie zosuvu mala dĺžku cca 12 m. V prípade posunutia odlučnej steny zosuvu na túto trhlinu by sa objem zosunutej zeminy zväčšil o ďalších cca 300 m^3 a tiež by mohol priamo ohroziť oporný múr, stavby na dvore v zadnej časti pozemku ako aj samotný rodinný dom.

Predpokladáme, že aktívny zosuv je súčasťou širšieho potenciálne zosuvného územia (ktoré nie je zdokumentované v Atlase stability svahov SR).



Obr. 1. Transportačná oblasť bahenno-kamenitého prúdu v obci Brehy, miestna časť Kalište.

P. ONDREJKA, A. ŽILKA, J. ŠIMEKOVÁ, J. PAPČO a M. FRAŠTIA: **Využitie metódy GNSS pri monitorovaní zosuvu v obci Kraľovany**

V poslednej dobe sa pomerne často stretávame s aktivizáciou zosuvov s mimoriadne veľkým objemom. Od roku 2010 ich bolo zaznamenaných viacero – Nižná Myšľa, Kolačkov, ..., posledný takýto zosuv bol zaznamenaný v apríli 2013 v katastri obce Kraľovany, v miestnej časti Rieka (Liščák et al., 2013).

Zosuv sa vytvoril na kontakte mezozoických karbonátov hronika s granitoidmi kryštalinika Malej Fatry. Odlučná oblasť v mnohých prípadoch kopíruje násunovú líniu hronika. Úklon tejto tektonickej predispozície má južný až juhozápadný smer. K rozvoju svahového pohybu prispieva i skutočnosť, že v južnej časti územia dochádza exploatáciou karbonatických hornín k odstraňovaniu veľkého množstva materiálu z päty svahu.

Aktivizácia zosuvu si okrem vyhlásenia mimoriadnej situácie vyžiadala aj nasadenie okamžitého monitoringu pohybovej aktivity zosúvajúceho sa materiálu. Sortiment monitorovacích meraní bol navrhnutý tak, aby bolo možné zabezpečiť informáciu o veľkosti pohybu v jednotlivých častiach zosuvného územia. V predloženom príspevku budeme venovať pozornosť geodetickej metóde globálnych navigačných satelitných systémov (GNSS). S jej aplikáciou sa na zosuve začalo v polovici mája 2013 a posledné meranie bolo uskutočnené 19. septembra 2013.

Metóda je založená na simultánnom meraní minimálne dvoch bodov, na základe ktorého sa odvodzuje priestorový vektor (základnica) medzi referenčným a sledovaným bodom. Na dosiahnutie milimetrovej presnosti sa použila statická metóda, pri ktorej boli prijímače na koncoch základne statické, teda nepohybovali sa. Základnou podmienkou pre úspešnú realizáciu merania touto metódou je nezatienený, podľa možnosti spojitý príjem signálov minimálne zo 4 družíc. Uvedená podmienka do značnej miery ovplyvnila situovanie siete monitorovacích bodov. Použité boli body geodetickej siete Národnej diaľničnej spoločnosti, a. s. (NDS),

vybudované v súvislosti s plánovanou trasou diaľnice D1 (body lokalizované v stabilnom území slúžili ako referenčné), a stabilizované body v podobe geoharpún (vybudované pracovníkmi ŠGÚDŠ). Na zabezpečenie presnosti na úrovni cca 5 mm v polohovom smere a 15 mm vo výške sme stanovili dĺžku observácie na 30 min.. Počas 12 etáp sa simultánne meralo šiestimi dvojfrekvenčnými prijímačmi firmy Trimble.

Výsledky meraní priniesli viaceré zaujímavé poznatky. Pohybovo najaktívnejšie sa počas celého obdobia prejavoval bod NDS 640, ktorý sa nachádzal na samostatnom bloku v južnej oblasti zosuvného územia (čelo zosuvu). Jeho priemerná rýchlosť dosahovala 9 mm · deň$^{-1}$. Vďaka tejto mimoriadnej pohybovej aktivite sa počas obdobia monitoringu premiestnil až o 970 mm južným smerom. O niečo nižšie hodnoty priemernej rýchlosti boli zaznamenané na bodoch, ktoré boli vybudované pracovníkmi ŠGÚDŠ. Na základe výsledkov meraní pohybovej aktivity bolo možné stanoviť hranicu medzi aktívnymi časťami zosuvu a relatívne stabilným územím. Tieto informácie nám pomohli pri interpretácii priebehu šmykových plôch, vďaka čomu bolo možné stanoviť približnú kubatúru telesa zosuvu. Pri ploche 59 070 m^2 objem zosúvajúceho horninového materiálu prekračuje 2 000 000 m^3. Výsledky monitorovacích meraní metódou GNSS pomohli objasniť aj otázky súvisiace s orientáciou zosuvného pohybu. Na základe realizovaných meraní možno na záver konštatovať, že monitorovaná svahová deformácia patrí z hľadiska rýchlosti pohybu medzi najaktívnejšie skalné zosuvy na území SR.

R. JELÍNEK, P. LIŠČÁK, P. ONDREJKA, J. ŠIMEKOVÁ, M. OLŠAVSKÝ, I. DANANAJ, P. PAUDITŠ, F. BOTTLIK, M. GREGOR, A. ILKANIČ, P. TUPÝ a A. JASOVSKÁ: **Havarijný zosuv v obci Brusno – zhodnotenie príčin a realizácie okamžitých protihavarijných opatrení**

V nedeľu 31. marca 2013 sa v obci Brusno, vo svahu nad ulicou Pod Dubinkou, aktivoval zosuv (obr. 1), ktorý ohrozil rodinný dom č. 259/54. ŠGÚDŠ bol požiadaný o urýchlené zabezpečenie vykonania inžinierskogeologického prieskumu a okamžitých protihavarijných opatrení na vzniknutom havarijnom zosuve a v jeho okolí.

Zosuv vyvolala zrážková a teplotná anomália, ktorá spôsobila rýchle topenie hrubej snehovej pokrývky, čo umožnilo dotovanie vody do jeho telesa. Došlo k nasýteniu svahu, následnému zníženiu šmykových parametrov hornín, ako aj jeho priťaženiu podzemnou vodou, a teda k porušeniu rovnováhy svahu, čoho následkom bol vznik zosuvu.

Samotný zosuv vznikol v deluviálno-kamenito-ílovitej suti zloženej z hornín najvyššej časti benkovského súvrstvia, tzv. hronseckých vrstiev. Ich špecifické litologické zloženie (striedanie arkózových lavíc a bioturbovaných prachovcov, drob) prispelo k aktivácii zosuvu.



Obr. 1. Celkový pohľad na zosuv počas obhliadky zo dňa 4. 4. 2013.

J. MADARÁS a A. ZLINSKÁ: **Sandbersko-pajštúnsky geopark: prírodné dedičstvo geologickej minulosti Zeme v južnej časti Malých Karpát**

Zriaďovanie geoparkov na území Slovenska vychádza z uznesenia vlády SR č. 740 z 15. 10. 2008 k návrhu koncepcie geoparkov v SR, vypracovanému Ministerstvom životného prostredia Slovenskej republiky. Po už realizovanom Banskoštiavnickom, Banskobystrickom a Novohradsko-Nógradskom geoparku, ktorý je zároveň prvým cezhraničným (slovensko-maďarským) geoparkom na svete a od roku 2010 naším jediným geoparkom zaradeným v sieti európskych a celosvetových geoparkov UNESCO, Sandbersko-pajštúnsky geopark (SAPAG) je štvrtým geoparkom na území Slovenska, prvým na západnom Slovensku.

Pojem „geopark“ zaviedlo UNESCO ako „novú stratégiu v záujme zvýšenia hodnoty tých miest na povrchu Zeme, ktoré sú kľúčovými svedkami jej histórie“. Geopark je územie, ktoré zahŕňa zvláštne geologické dedičstvo a stratégiu svojho trvalo udržateľného rozvoja, podporované Európskym programom pre podporu rozvoja. Musí mať jasne definované hranice a dostatočné povrchové územie pre zodpovedajúci ekonomický rozvoj územia. Na svojom území musí obsahovať určitý počet geologických lokalít zvláštneho významu z hľadiska ich vedeckej kvality, jedinečnosti, estetickej príťažlivosti a výchovnej hodnoty. Lokality môžu byť však zaujímavé aj z hľadiska archeológie, ekológie, histórie alebo kultúry.

SAPAG sa nachádza v južnej časti Malých Karpát, v geologicky mimoriadne atraktívnom masíve Devínskej Kobyly a v Borinskom krase v okolí známej zrúcaniny hradu Pajštún a krasovej doliny Prepadlé. Cieľom geologického projektu je predstaviť návštevníkom geoparku atraktívne geologické a kultúrno-historické dedičstvo regiónu. Sú to geologické, paleontologické lokality, geomorfologické a krasové fenomény, dôležité historické objekty, technické a banícke relikty.

Jedným z prvých výstupov projektu v prípravnej a realizačnej fáze zriadenia plnohodnotného geoparku je 10 informačných panelov v slovenskom a anglickom jazyku v turisticky a geologicky atraktívnych lokalitách – 1. úvodný infopanel s geologicko-turistickou mapou územia geoparku v mierke 1 : 25 000 (cykloparkovisko pod bralom Slovinec, južne od Devínskej Novej Vsi), 2. Abrázna jaskyňa v brale Slovinec – príklad abráznej činnosti mora v neogéne a prevrátený vrstvový sled vrchnojursko-spodnokriedových sedimentov devínskej sukcesie, 3. bývalá pieskovňa Sandberg – bohaté paleontologické nálezisko neogénnej morskej a suchozemskej fauny a flóry, geologický opis masívu Devínskej Kobyly, 4. Waitov lom a historické kameňolomy medzi Devínom a Dúbravkou, 5. Devínsky hradný vrch – geologický profil od staropaleozoických hornín cez mezozoické sekvencie, mladší terciér až po kvartér, pestrá mozaika hornín z miestnych zdrojov použitých pri výstavbe hradu, 6. kvartérna geológia v okolí riek Morava a Dunaj (pri Cyklomoste slobody v Devínskej Novej Vsi), 7. Bridlicová štôlňa v Marianskom údolí v Marianke – jediné zachované staré banské dielo na Slovensku z ťažby spodnojurských čiernych pokrývačských bridlíc, 8. Pajštúnsky hradný vrch nad obcou Borinka – megaolistolit triasových karbonátov v jurských sedimentoch borinskej sukcesie, 9. povrchové stopy historickej ťažby mangánových bridlíc pri Borinke a Lozorne, 10. Limbašská vyvieračka v Borinskom krase pri obci Limbach.

Ďalšie geologické a paleontologické lokality budú od roku 2014 predstavené v knižnej publikácii *Sprievodcovi geoparkom*, na geologicko-turistickej mape územia geoparku a webových stránkach geoparku.

Projekt Sandbersko-pajštúnskeho geoparku je len úvodnou fázou k založeniu fungujúceho prvku v rámci moderných aktivít v cestovnom ruchu. Ďalšie etapy by sa mali rozvíjať formou sprievodných projektov, koordinovanej spolupráce aj iných subjektov a cezhraničných (slovensko-rakúskych) projektov, keďže realizované výstupy budú mať aj priaznivý priamy dosah na vzdelávanie, environmentálnu výchovu a cestovný ruch v regióne.

P. LIŠČÁK: **Anglicko-slovenský geologický slovník**

Anglický jazyk nachádza čoraz väčšie uplatnenie aj v slovenskej geológii. Pri jeho používaní sa geológovia nezaobídu bez dôležitej pomôcky – prekladového slovníka. Úlohu takejto pomôcky u nás už viac ako desať rokov úspešne plní *Anglicko-slovenský geologický slovník* s registrom českých názvov autorov Molák, Liščák a kolektív (2002). Od jeho knižného vydania mnohé disciplíny, ako napríklad štruktúrna geológia, stratigrafia, hydrogeológia, hydraulika, veda o zemskom teple, inžinierska geológia, geotechnika, geológia životného prostredia a geoinformatika, alebo aj geologické a banské zákonodarstvo, zaznamenali prírastky nových technických výrazov.

Vzhľadom na postupujúcu internetizáciu spoločnosti sa ŠGÚDŠ v rámci projektu GeoIS rozhodol sprístupniť on-line verziu slovníka na svojej webovej stránke http://mserver.geology.sk:8085/slovnik/. Naším zámerom je umožniť podstatne širšej geologickej, ale tiež laickej verejnosti voľný prístup k tomuto dielu. K 20. 11. 2013 obsahuje slovník 27 375 termínov z oblasti geologických vied.

Autorský kolektív Anglicko-slovenského geologického slovníka:

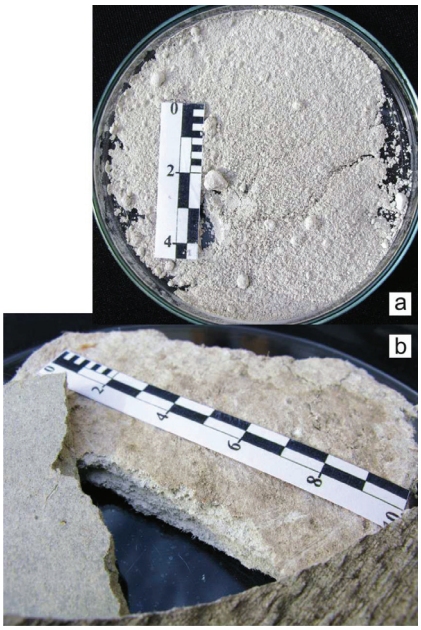
RNDr. Ľubomír Böhmer – všeobecná geológia
prof. Ing. Juraj Janočko, DrSc., – sedimentológia
RNDr. Vlasta Jánová, PhD., – zákonodarstvo
RNDr. Ján Jetel, CSc., – hydrogeológia, hydraulika
RNDr. Miloš Kováčik, CSc., – inžinierska geológia
Ing. Martin Královič, PhD., – vrtné práce
RNDr. Pavol Liščák, CSc., – inžinierska geológia, geotechnika
RNDr. Eduard Lukáčik, CSc., – zákonodarstvo
RNDr. Juraj Michalko, CSc., – izotopová geológia
RNDr. Bohumil Molák, CSc., – nerastné suroviny, všeobecná geológia
Ing. Zoltán Németh, PhD., – všeobecná geológia
prof. Ing. Viliam Pašteka, DrSc., – geofyzika
RNDr. Peter Pauditš, PhD., – geoinformatika
RNDr. Jozef Pevný, CSc., – stratigrafia, paleontológia
prof. RNDr. Anna Vozárová, DrSc., – petrológia
RNDr. Adriena Zlinská, CSc., – paleontológia
Ing. Branislav Žec, CSc., – vulkanológia, petrografia vulkanických hornín

M. RADVANEC, Ľ. TUČEK, J. DERCO, K. ČECHOVSKÁ a Z. NÉMETH: **Likvidácia karcinogénnych chryzotilových vlákien v eternite umelou karbonatizáciou**

Umelá karbonatizácia eternitu reprezentuje efektívny spôsob likvidácie prítomných karcinogénnych vlákien chryzotilového azbestu za vzniku karbonátov, ktoré sú environmentálne a zdravotne neškodné (Radvanec et al., 2013). Úspešnosť umelej karbonatizácie je podmienená termickou modifikáciou rozomletého eternitu pri 650 °C počas jednej hodiny, pričom reakcia jeho zložiek (MgO, CaO) s CO_2 vo vodnom prostredí nasleduje až neskôr. Optimalizácia parametrov umelej karbonatizácie preukázala ako najefektívnejšie reakčné parametre – bežnú laboratórnu teplotu 22 °C, tlak 5 MPa a trvanie reakcie 1 hodinu.

Novovykryštalizovanými karbonátovými minerálmi boli hydromagnezit (acidný Mg karbonát) a aragonit + kalcit (Ca karbonáty) so zastúpením 69,6 – 82,0 hmot. %. Nárast hmotnostného výnosu vyzrážaných produktov bol v rozsahu 4,88 – 7,14 %. Celkový nárast hmotnostných výnosov produktov karbonatizácie sa menil od 26,16 do 31,52 %. Karbonátové produkty viažu CO_2 v rozsahu 13,5 – 17,7 %.

Nebezpečný priemyselný odpad – chryzotilový azbest – sme umelou karbonatizáciou zmenili na neškodnú substanciu bez chryzotilových vlákien, ktorá je vhodná na trvalé uloženie. Navyše, karbonatizačná reakcia nami zistenou a optimalizovanou metodikou spôsobuje zníženie extrémne vysokých hodnôt pH (cca 12) na pH slabo zásadité (cca 8) v suspenzii rozomletého eternitu. Umelá karbonatizácia chryzotilového azbestu aplikáciou CO_2 poskytuje alternatívny spôsob trvalej likvidácie aj časti priemyselných emisií CO_2.



Obr. 1. Odstránenie karcinogénnych vlákien chryzotilového azbestu z eternitu umelou karbonatizáciou: neškodná substancia bez karcinogénnych vlákien s novovykryštalizovanými karbonátmi (a), vzniknutá po karbonatizácii termicky modifikovanej rozomletej strešnej eternitovej krytiny (b).

2. časť – Part 2

Mineralógia, petrológia, geochémia a geochronológia

Mineralogy, petrology, geochemistry and geochronology

P. UHER, P. RUŽIČKA a V. BILOHUŠČIN: **Vesuvianit obohatený REE-Th a REE klinozoisit až allanit-(Ce) v skarne Dubová pri Modre (Malé Karpaty): minerály prvkov vzácnych zemín v procesoch kontaktnej a retrográdnej metamorfózy**

Skarnové polohy na kontakte hercýnskych granitických hornín modranského masívu (~345 Ma) a devónskych slienitých vápencov sú vyvinuté medzi Modrou-Harmóniou a Dubovou (Cambel, 1954; Cambel et al., 1989 a i.). Hlavnými minerálmi skarnov (označovaných aj ako erlány) sú kalcit, diopsid, grosulár a vesuvianit (Čajková a Šamajová, 1960; Cambel et al., 1989). Pri súčasnom detailnom mineralogickom výskume skarnov v lokalite Dubová-Horné Trávniky boli identifikované aj minerály – nositelia prvkov vzácnych zemín (REE): vesuvianit obohatený REE-Th a REE klinozoisit až allanit-(Ce). Vesuvianit vytvára hypidiomorfné až xenomorfné jedince a agregáty veľkosti zvyčajne do 1 cm, lokálne s inklúziami Ba živcov (hyalofán až celsián; 7 – 39 % BaO), ortoklasu, albitu, diopsidu, kalcitu, baritu a zirkónu. Kryštály vesuvianitu sa často vyznačujú

jemnou oscilačnou zonalitou, ktorá je spôsobená najmä varírujúcim obsahom REE a Th. Zóny obohatené REE a Th obsahujú do 5,3 % REE_2O_3, pričom jasne dominujú prvky ľahkých vzácnych zemín, najmä Ce (≤2,5 % Ce_2O_3), Nd (≤1,4 % Nd_2O_3) a La (≤1,1 % La_2O_3); obsah ThO_2 dosahuje max. 1,8 %. Najvyššiu vzájomnú pozitívnu koreláciu má Th-Nd a Th-Sm, v dôsledku najlepšej zhody iónových polomerov. Vesuvianit z Dubovej sa súčasne vyznačuje aj zvýšeným obsahom Ti (max. 5,2 % TiO_2). Lokálne je vesuvianit po okrajoch a puklinách zatláčaný jemnokryštalickým agregátom REE (najmä Ce) obohateného klinozoisitu až allanitu-(Ce). REE klinozoisit až allanit-(Ce) koncentruje prvky vzácnych zemín (10 – 23 % REE_2O_3), naopak, má len relatívne nízky obsah ThO_2 (do 0,7 %) a TiO_2 (≤0,5 %). Na základe textúrnych a analytických údajov možno tvorbu vesuvianitu spájať s vysokoteplotnou a nízkotlakovou kontaktnou metamorfózou v dôsledku intrúzie hercýnskych granitických hornín modranského masívu do devónskych karbonatických sedimentov. Pri absencii primárnych kontaktne-metamorfných fosfátov a silikátov REE (monazitu, xenotímu, resp. allanitu), zrejme v dôsledku nižšej koncentrácie prvkov vzácnych zemín, sa tak vesuvianit stáva hlavným minerálom – nositeľom REE, najmä ľahkých vzácnych zemín (Ce, Nd a La) v procese kontaktnej metamorfózy (t ~ 600 °C, p ~ 2 kb). Prvky ťažkých vzácnych zemín (Gd-Lu a Y) sa v skarne Dubová koncentrujú pravdepodobne najmä v zirkóne, titanite a granáte. Na druhej strane čiastočný rozpad vesuvianitu počas mladšeho, retrográdneho štádia metamorfózy viedol k tvorbe sekundárneho klinozoisitu až allanitu-(Ce).

M. HURAIOVÁ a M. ONDREJKA: **Klasifikácia a nomenklatúra magmatických hornín: nové trendy a poznatky**

V prírode bolo opísaných viac ako 1 560 typov magmatických hornín (Le Maitre et al., 2004). Identifikácia nových magmatických hornín nie je v súčasnosti taká intenzívna ako v posledných dvoch storočiach a bežná moderná petrológia dnes pracuje len s niekoľkými desiatkami petrologicky významných hornín. Najnovšia klasifikácia magmatických hornín je výsledkom niekoľkoročnej práce subkomisie pre systematiku magmatických hornín (Subcommision on the Systematics of Igneous Rocks) pri IUGS (Le Maitre et al., 2004). Subkomisia tu vyčlenila aj nepoužívané názvy hornín (spolu 413), ktoré sa už v súčasnej literatúre nevyskytujú a boli spomenuté väčšinou len raz v originálnych publikáciách. Súčasná klasifikácia zahŕňa aj lokálne názvy hornín (spolu 312), ktoré sú použiteľné pre horniny v regióne ich výskytu. Mnoho hornín má z historického hľadiska viacero názvov, pričom nová klasifikácia favorizuje jeden konkrétny názov a odporúča nepoužívanie ostatných synonymných výrazov. Príkladom je dolerit, ktorý je nadradený názvom mikrogabro, príp. až mikrodiorit. Pri ostatných žilných horninách zodpovedajúcich jemnozrnným varietam bežných plutonitov sa názov tvorí pridaním predpony mikro- pred kmeňový názov plutonickej horniny, napr. mikrogranit, mikrosyenit a pod.. V niektorých prípadoch je možné použiť aj synonymné názvy, napr. essexit a miaskit, ktoré v zmysle QAPF klasifikácie zodpovedajú nefelinickému monzodioritu až monzogabru a foidickému monzosyenitu.

Magmatické horniny dostávajú svoje názvy podľa geografických lokalít a regiónov, gréckych a latinských významov slov, osôb alebo podľa slovných základov. Viac ako pomenovanie hornín (nomenklatúra) je dôležitejšia ich klasifikácia. Súčasný klasifikačný systém IUGS zahŕňa kvantitatívnu modálnu klasifikáciu pre plutonické aj pre vulkanické horniny. Chemická klasifikácia je určená najmä pre vulkanity, ktoré sú afanitické a nedá sa pri nich stanoviť modálne zloženie. Pre každú magmatickú horninu je tiež dôležitá štruktúra, ktorá je základom členenia na plutonické, vulkanické, pyroklastické a vulkanické sklá.

Slovenská nomenklatúra a klasifikácia magmatických hornín vychádza z odporúčaní subkomisie pre systematiku magmatických hornín IUGS, pričom by mala zohľadňovať aj špecifiká slovenského jazyka. Snahou je vytvorenie slovenského variantu platnej klasifikácie a nomenklatúry magmatických hornín, ktorá zahŕňa pyroklastické horniny, karbonatity, horniny s melilitom, horniny s kalsilitom, kimberlity, lamproity, horniny s leucitom, lamprofýry, charnokity, plutonické horniny a vulkanické horniny.

Aj napriek tomu, že existuje vyše jeden a pol tisíca rôznych hornín, ktoré sú riadne pomenované a klasifikované, nie vždy je možné úplne vyjadriť ich geochemický, mineralogický alebo geotektonický charakter len prostredníctvom základného názvu. Magmatickú horninu vie bližšie charakterizovať nomenklatúrne spresnenie, ktoré dopĺňa jej základný názov (tzv. koreňový názov). Vzniká špecifický názov horniny, ktorý sa skladá z koreňového názvu a pomocného alebo doplnkového kvalifikátora. Tieto kvalifikátory môžu odkazovať na rôzne vlastnosti, ktoré chceme v názve horniny zohľadniť alebo zdôrazniť, ako napr. minerálne zloženie (biotitický granit), alebo textúrne znaky (porfyrický granit), chemické zloženie (Sr-bohatý granit), genetické znaky (anatektický granit), prípadne geotektonické prostredie vzniku (post-orogénny granit). Ak je nutné použiť viac ako jeden pomocný kvalifikátor na zdôraznenie minerálneho zloženia, poradie kvalifikátorov má byť zoradené od najnižšieho po najvyšší obsah. Napr. amfibolicko-biotitický granit obsahuje viac biotitu ako amfibolu. Je to opačný princíp, ako sa používa v metamorfnej petrografii. Použitie takého širokého spektra kvalifikátorov je relatívne voľné a nie sú striktné pravidlá, ktoré by obmedzovali ich tvorbu. Ich správne používanie a tvar by mali byť predmetom konštruktívnej diskusie odborníkov.

Š. ČÍK: **Prvý výskyt pumpellyitu (Al) a margaritu v metamorfovaných horninách kryštalinika Strážovských vrchov**

V kryštaliniku Malej Magury sa okrem hojných granitoidných telies vyskytujú aj metapelity, najčastejšie migmatity, menej často ruly až migmatitizované ruly (Maheľ, 1982; Dyda, 1990; Vilinovičová, 1990). V metapelitoch odobratých z doliny Poruba, cca 2 až 2,5 km SZ

Tab. 1
Reprezentatívne WDS analýzy pumpellyitu (Al) a margaritu

	MMC-10 pmp	MM-1 mrg
SiO_2	37,71	32,46
TiO_2	0,00	0,00
Al_2O_3	25,65	49,13
FeO	5,29	0,25
MnO	0,22	0,04
MgO	2,44	0,23
Na_2O	0,04	1,20
CaO	23,00	10,83
K_2O	0,00	0,72
H_2O	6,52	4,54
Spolu	100,95	99,44
prep. na	24,5 (O)	22 (O)
Si	6,01	4,31
Al tet.	0,00	3,68
pozícia x	1,31	8
Al okt.	4,81	3,99
Ti	0,00	0,00
Fe^{2+}	0,71	0,02
Fe^{3+}	0,00	0,00
Mn	0,03	0,00
Mg	0,58	0,04
pozícia y	4,81	4,08
Na	0,01	0,31
Ca	3,92	1,54
K	0,00	0,12
pozícia z	6,01	1,97

od obce Poruba (JV časť kryštalinika Malej Magury), sa po prvýkrát identifikovali zriedkavé metamorfné minerály, a to konkrétne v rule pumpellyit (Al) a v migmatite Ca krehká sľuda margarit (tab. 1). V predmetnej rule sa zriedkavý pumpellyit (Al) nachádza buď v granáte ako drobná inklúzia spolu s chloritom alebo v biotite v podobe úzkych podlhovastých zŕn v asociácii s epidotom, plagioklasom, muskovitom a kremeňom. V migmatite sa zriedkavý margarit prerastá so sillimanitom v asociácii s plagioklasom, biotitom, tiež muskovitom alebo K živcom. Výskyt týchto minerálov poslúži v ďalšom štúdiu na výpočet P-T podmienok nízkeho stupňa metamorfózy a ich vzájomného porovnávania s granitoidmi, keďže odobraté vzorky metapelitov, v ktorých sa tieto minerály identifikovali, sa prerastajú s peraluminóznymi granitoidmi.

A. STRAKA: **Porovnanie hodnôt $\delta^{18}O$ z megakryštálov vybraných lokalít bazaltového vulkanizmu Cerovej vrchoviny**

Bazaltový vulkanizmus Cerovej vrchoviny zahŕňa celú sériu rôznych morfologických prejavov – lávové prúdy, aglomeráty, maarové telesá, lapilové tufy, diatrémy s rôznou výplňou, lávové neky či dajky. Ide o zvyšky alkalického vulkanizmu pliocénovokvartérneho veku. Vzorky megakryštálov boli odobraté z lokalít Mašková, Hajnáčka a Gemerské Dechtáre. Megakryštály alebo fenokrysty mali veľmi dobré morfologické ohraničenie, teda bez zjavných znakov alteračných procesov, vo veľkosti od jedného až do piatich centimetrov. Izotopy kyslíka ($\delta^{18}O$ a $\delta^{17}O$) boli merané na Univerzite Georg – Augusta v Göttingene, pričom na jednu vzorku bolo použitých 0,05 – 1 mg kryštalického materiálu, ktorý bol rozložený pomocou CO_2 – laserom indukovanou termálnou fluorináciou na hmotnostnom spektrometri MAT 253. Hodnoty izotopov kyslíka boli merané vo vybratých fázach megakryštálov, z ktorých najpočetnejšie zastúpenie mali amfiboly, živce a spinel. Z lokality Mašková (MS-2) bola vybratá len jedna vzorka amfibolu, ktorého hodnota $\delta^{18}O$ V-SMOW zodpovedá 6,8 ‰. Séria vzoriek z Hajnáčky predstavovala tri vzorky plagioklasových fenokrystov (HA-1, HA-23, HA-37), ktorých hodnoty $\delta^{18}O$ sú v rozsahu od 4,8 ‰ do 6,2 ‰ a vzorka amfibolu s $\delta^{18}O$ 6,4 ‰. Z oblasti Gemerské Dechtáre boli vzorky odoberané z dvoch spojitých maarových telies (GD-1 a GD-2), pričom ťažisko odberu spočívalo kvantitatívne na vzorkách amfibolov (Ti – pargazity). Ich hodnoty $\delta^{18}O$ sa nachádzajú v rozsahu od 3,9 do 4,2 ‰ (GD-1) a od 4,5 po 5,1 ‰ (GD-2). Okrem amfibolov boli z Gemerských Dechtárov merané aj vzorky (GD-1) K živca ($\delta^{18}O$: 5,1 ‰ V-SMOW) a spinel s $\delta^{18}O$ 3,9 ‰ V-SMOW. Hodnoty $\delta^{18}O$ boli taktiež korelované s meraným $\delta^{17}O$ ($\delta^{17}O/\delta^{16}O$). Napriek tomu, že ide o materiál podobného pôvodu a prostredia, rozptyl hodnôt $\delta^{18}O$ je celkom značný (od 3,9 do 6,8 ‰ bez ohľadu na lokalitu či minerálnu fázu), ak uvážime hypotézu o vrchnoplášťovom pôvode daného materiálu alkalických bazaltov. Bazalty sa všeobecne považujú za vhodný zdroj skúmania plášťového prostredia a tým, že chladnú relatívne rýchlo ako vulkanické horniny, môžeme povedať, že izotopové zloženie týchto minerálov zodpovedá izotopovému zloženiu primárnej taveniny. Priemerné hodnoty $\delta^{18}O$ majú bazalty v rozmedzí od 5,5 do 7,4 ‰. Hodnota 5,5 ‰ $\delta^{18}O$ sa považuje za priemernú hodnotu hornín hlbokého zdroja, akými sú aj bazalty. Zmeny v rozsahu hodnôt sú v tomto prípade zrejme spôsobené kontamináciou priamo v zdrojovej oblasti – subdukciou oceánskej kôry alebo neskoromagmatickými nízkoteplotnými alteračnými zmenami v dôsledku vplyvu meteorickej vody. Takéto alterácie obyčajne spôsobujú znižovanie hodnôt $\delta^{18}O$ od 5,5 ‰ (odnos ^{18}O), kým napríklad kontaminácia kôrovými horninami tieto hodnoty zvyšuje. Hodnoty $\delta^{18}O$, ako sme už spomenuli v kryštáloch vulkanitov, ako sú bazalty, by primárne mali odrážať izotopové vlastnosti zdrojového prostredia aj vzhľadom na rýchlosť a vysokú teplotu kryštalizácie, ktorá znemožňuje istým spôsobom ďalšie frakcionácie. Avšak ani vplyv postsolidových zmien nie je úplne vylúčený, keďže napríklad živce podliehajú neskorším alteráciam relatívne ľahko.

P. VOJTKO, I. BROSKA a R. MILOVSKÝ: **Typomorfizmus akcesorického pyritu v granitoch Západných Karpát**

Minerály s obsahom síry predstavujú v granitoidných horninách pomerne bežne prítomné fázy. Kryštalizáciu ovplyvňuje mnoho faktorov, no je silne závislá najmä od chemického zloženia taveniny, p-T podmienok, fugacity síry a fugacity kyslíka, ktorá priamo ovplyvňuje charakter síry v tavenine (S^{6+}, S^{2-}) (Baker a Moretti, 2011; Wilke et al., 2011). Najbežnejšie v granitoch sa vyskytujúce skupiny minerálov sú sulfidy s najviac rozšírenými minerálmi pyritom a pyrotitom a sulfáty, kde je najčastejší anhydrit. V granitoch je tiež známy prípad apatitu a monazitu s pomerne vysokým obsahom síry (Broska et al., 2004; Ondrejka et al., 2013).

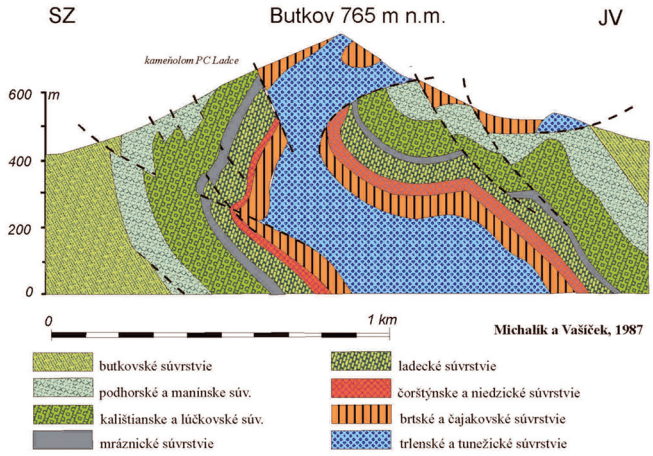
Pyrit je najčastejšie sa vyskytujúcim a najviac zastúpeným minerálom síry v granitoidných horninách. Pre toto štúdium bol použitý akcesorický pyrit separovaný z podrvených vzoriek vybraných I-typových a S-typových granitov so zameraním na jeho chemické zloženie a zonalitu, charakter inklúzií a izotopové zloženie síry. Chemické zloženie pyritu je veľmi blízke ideálnemu členu len s malými odchýlkami v obsahu Co, Ni, As a Ag s prítomnosťou oscilačnej a sektorovej zonality. Typomorfizmus pyritu najlepšie odráža charakter inklúzií a tiež izotopové zloženie síry. Štúdium inklúzií poukázalo na prítomnosť charakteristických asociácií inklúzií v jednotlivých typoch granitov (I, S, Ss typ). Titanit, anhydrit, pyrotit a albit (An do 30 %) sú typické v I-typovom granite. Prítomnosť intímneho prerastania sa titanitu a pyritu indikuje neskoro- až postmagmatický pôvod pyritu v granite. Inklúzie anhydritu a pyrotitu tiež indikujú vyššie hodnoty fugacity síry a kyslíka v ranom magmatickom štádiu kryštalizácie granitu. Horninotvorné minerály, ako draselný živec a albit, sú hojne zastúpené v špecializovanom S-typovom granite, kde, okrem iného, poukazujú na prítomnosť oscilačnej zonálnosti v pyrite. Magmatický pôvod pyritu potvrdzujú tiež intímne prerasty pyritu a magmatického zirkónu zo vzoriek dioritických hornín.

Okrem štúdia chemizmu a inklúzií v pyritoch boli merané tiež izotopy síry, ktoré predstavujú užitočný nástroj pri rekonštrukcii pôvodného zdroja síry. Najnižšie hodnoty $\delta^{34}S$ boli namerané v I-typovom granite (8,48 – 9,94 ‰) a, naopak, najvyššie hodnoty sú typické pre špecializovaný S-typový granit (11,95 – 12,38 ‰). Vo všeobecnosti môžeme povedať, že namerané hodnoty $\delta^{34}S$ majú rastúcu tendenciu v smere od I-typových granitov až po Ss-typové granity, resp. s rastúcou kontamináciou plášťového materiálu kôrovým materiálom dochádza k zvyšovaniu hodnôt $\delta^{34}S$.

3. časť – Part 3
Sedimentológia a biostratigrafia
Sedimentology and biostratigraphy

J. MICHALÍK, O. LINTNEROVÁ, J. SOTÁK and D. BOOROVÁ: **Jurassic/Early Cretaceous sedimentary evolution of the Manín pelagic basin (Butkov Quarry, Central Western Carpathians, Slovakia)**

Deposition of Lower Cretaceous hemipelagic planktogenic limestones of the Manín Unit in N part of the Alpine-Carpathian basinal system started after submarine erosion evoked by Late Berriasian extension. The Ladce Formation reveals limestone sedimentation inhomogeneity on the slope, whereas cyclical strata of the Upper Valanginian Mráznica Fm. indicate typical basinal conditions. A $\delta^{13}C$ excursion (1.5 to 2.6 ‰ VPDB) in the Campylotoxus – Verucosum ammonite zone inside the Ladce Fm. pale limestone could indicate a climatic change (the global "Weissert Event"). Limestone without "black shale" documents local oxic conditions in marginal part of the basin. Overlying dark limestone of the Mráznica Formation was associated rather with climate instability; general (slight) cooling and wetting enabled fine terrigeneous input from dryland into basin. Epibenthic colonization of soft bottom was gradual and long-lasting. Benthic epifaunal islands formed around hard objects on muddy bottom in the Kališčo and Lúčkovská Fms. Increasing calcification of benthic organisms and (delivery of sediment?) resulted in carbonate platform progradation during Aptian. The platform growth stopped during mid-Albian collapse when hard rock surface bored by infaunal organisms has formed. The sequence was covered by thick shales of the Butkov Fm.



A. TOMAŠOVÝCH: **Variabilita v teplote morskej vody počas neskorej jury na základe molárneho pomeru Mg/Ca v schránkach brachiopódov**

Latitudinálne a hĺbkové zmeny v teplote morskej vody v súčasných oceánoch sú jedným z kľúčových faktorov, ktoré ovplyvňujú rozšírenie morských organizmov. Odhady paleoteploty počas prvohôr a druhohôr sú primárne založené na izotopoch kyslíka, ktoré sú ale tiež ovplyvnené priestorovou variabilitou v zložení $\delta^{18}O$ morskej vody. Ďalšie geochemické indikátory sú tak kľúčové na získanie lepších odhadov paleoteplôt počas prvohôr a druhohôr, a teda aj na lepšie spoznanie biogeografie a makroevolúcie morských organizmov. Jedným z takýchto indikátorov je molárny pomer Mg/Ca, ktorý je používaný hlavne v schránkach foraminifer.

V našom projekte (APVV 0644-10 a VEGA 0068-11) sa zameriavame na využitie pomeru Mg/Ca ako paleotermometra v schránkach brachiopódov. Naše predbežné analýzy naznačujú, že citlivosť pomeru Mg/Ca k teplote je pri recentných brachiopódoch pomerne nízka. Napriek tomu recentné rynchonelidné brachiopódy ukazujú pozitívny vzťah medzi pomerom Mg/Ca a teplotou, a preto sa v našich analýzach ďalej zameriavame len na rynchonelidné brachiopódy.

Počas neskorého oxfordu (zóna Epipeltoceras bimammatum) brachiopódy, ktoré obývali plytký šelf (koralové rify a lagúny v oblasti Swiss a French Jura), majú konzistentne vyšší pomer Mg/Ca (vyšší o 3 – 4 μmol/mol) a nižšie hodnoty $\delta^{18}O$ (nižšie o –0,5 až –1 ‰) než brachiopódy z hlbokého šelfu (hubkové biohermy južného Nemecka). Tieto plytko- a hlbokošelfové prostredia sa nachádzali v rovnakých zemepisných šírkach (25 – 30° S) na severnom šelfe oceánu Tétys s koralovými rifmi, ktoré sa nachádzali nad bázou búrkového vlnenia, a s hubkovými biohermami, ktoré sa nachádzali pod bázou búrkového vlnenia. Od neskorého oxfordu po raný kimeridž brachiopódy, ktoré obývali hlbší šelf, ukazujú stabilne rovnaké (nízke) hodnoty Mg/Ca (2 – 4 μmol/mol). V rovnakom období ale pozorujeme významný trend smerom k viac negatívnym hodnotám $\delta^{18}O$. Predpokladáme, že tento rozdiel v trendoch Mg/Ca a $\delta^{18}O$ v schránkach brachiopódov naznačuje trend v zložení $\delta^{18}O$ morskej vody a nie trend oproti vyšším teplotám.

S. OZDÍNOVÁ a J. SOTÁK: **Biostratigrafické a paleoekologické vyhodnotenie hutianskeho súvrstvia z lokality Ružomberok – teheľňa na základe vápnitých nanofosílií a foraminifer**

V oligocénnych sedimentoch hutianskeho súvrstvia v lokalite Ružomberok – teheľňa bol realizovaný biostratigrafický a paleoekologický výskum na základe vápnitých nanofosílií a foraminifer. Boli určené nanoplanktónové zóny NP 21/22, NP 23 a NP 24 a foraminiferová zóna O1.

V intervale vzoriek G1 až G3 boli určené spodnooligocénne nanoplanktónové zóny NP 21/22 a foraminiferová zóna O1.

Nanoplanktónové zóny NP 21/22 boli určené na základe spoločenstva druhov *Isthmolithus recurvus*, *Dictyococcites bisectus*, *Reticulofenestra umbilica*, *Coccolithus formosus*, *Lanternithus minutus* a *Pontosphaera latelliptica*. Boli nájdené tiež preplavené vrchnoeocénne druhy *Discoaster saipanensis*, *Discoaster barbadiensis* a zástupcovia rodu *Sphenolithus*.

Nájdené foraminifery *Dentoglobigerina galavisi*, *Dentoglobigerina (Globigerina) rohri*, *Pseudohastigerina micra*, *Tenuitella munda*, *Globorotaloides permicrus* a *Catapsydrax martini* patria do zóny O1.

V intervale vzoriek G4 až G5 bola určená strednooligocénna zóna NP 23 na základe určených druhov *Reticulofenestra ornata*, *Reticulofenestra lockeri*, *Transversopontis pulcher*, *Helicosphaera compacta*, zriedkavejšie *Isthmolithus recurvus* a *Lanternithus minutus*.

Spoločenstvo foraminifer tvorili najmä pseudohastigeriny, ktoré majú posledný bežný výskyt v zóne O1, ďalej zástupcovia rodov *Tenuitellina (T. gemma, T. clemenciae)*, *Chiloquembelina (Ch. cubensis)*, *Paragloborotalia (P. nana)* a subbotinidy *(S. angiporoides)*.

Vrchnooligocénna nanoplanktónová zóna NP 24 bola určená vo vzorkách M1 až M4 a H1 až H8 na základe výskytu druhov *Cyclicargolithus abisectus*, *Helicosphaera recta* a *Reticulofenestra*

lockeri. Vo vzorkách H1 až H8 sa vo väčšej miere vyskytovali preplavené druhy *Discoaster barbadiensis* a *Discoaster saipanensis*.

Spoločenstvo foraminifer bolo zastúpené najmä vrchno-oligocénnymi druhmi *Paragloborotalia opima*, *Paragloborotalia pseudokugleri*, *Paragloborotalia pseudocontinuosa*, *Paragloborotalia sp.*, *Tenuitella inaequiconica*, *Globorotaloides suteri* a *Globigerina falconensis*.

Zmeny v spoločenstve vápnitých fosílií boli charakterizované na základe štatistického vyhodnotenia diverzity, equitability a dominancie. Hodnoty dominancie a equitability sú relatívne nízke, čo signalizuje nevyrovnanosť spoločenstva a prítomnosť dominantných druhov.

Diverzita spoločenstva vápnitých nanofosílií dosahuje hodnotu 2, pričom ideálna hodnota je 4. Najväčší pokles diverzity je viditeľný v zóne NP 23, pričom v tomto intervale bol v spoločenstve foraminifer zaznamenaný nárast až dominancia rodov *Tenuitella* a *Chiloquembelina*. Tieto údaje indikujú nástup izolácie Paratetýdy sprevádzaný splytčením a zbrakičtením morského sedimentárneho priestoru (Nagymarosy, 1991; Soták, 2010).

Výskum bol realizovaný za podpory grantov VEGA 02/0042/12 a 2/0145/11 a fondu Centra excelentnosti pre integrovaný výskum geosféry Zeme (ITMS 26220120064, European Regional Development Funds).

A. RUMAN, N. HUDÁČKOVÁ, J. CHUDÍKOVÁ-HLAVATÁ, M. KOVÁČOVÁ and A. KLIMOVIČOVÁ: **Taphonomic experiments on shallow-water Middle Badenian (Miocene) foraminiferal associations**

From the samples derived from the Middle Badenian shallow water siliciclastic sediments, obtained during evaluation of well cores drilled in the vicinity of Poddvorov village in Moravian part of Vienna basin (Czech Republic), the extraordinary amount of agglutinated foraminiferal taxa were obtained. Middle Badenian sediments are in the lower part represented by the Žižkov member, in the upper part by Agglutinated Foraminifera zone. This area is situated on the western margin of the northern part of Moravian Central Depression (Central Paratethys). Attempt of the study is to explain influence of environmental conditions on composition of the foraminiferal assemblages and their preservation potential as well as for the correlation level.

Syndepositional and postdepositional process, taphonomic loss of calcareous and agglutinated tests of foraminifers plays role in wide spectrum of environments what could be expressed in absolute decrease of abundance, relative change of abundance of some types of tests or in change of ratio of agglutinated and calcareous forms (Murray and Alve, 1999). Different environments display different types and characters of alteration. In shallow coastal settings with rapid sediment accumulation, preservation of agglutinated forms is better than calcareous forms due to slower degradation (oxidation) of organic matter in the subsurface redox layer. In settings with slower sedimentation rate, calcareous tests are corroded and dissolute by pore water or bacterial activity. In mangal environments influence of dissolution is bigger than mechanical breakdown (Berkeley et al., 2007; Belanger, 2011).

We have carried out experimental studies to simulate natural dissolution of the fossil assemblages by multiple treating the samples with sulphuric acid (pH 3) and compare relative/absolute change of abundances of different types of tests.

On the basis of obtained data from preservation state of foraminiferal tests, the major taphonomic mechanisms and taphofacies were observed, which gave us insight into character of paleoenvironment and sedimentary settings.

We would like to thank Slovak Research and Development Agency (APVV-LPP 0120-06, PVV-0099-11 DANUBE) for funding and to SPP Storage, s. r. o., for supporting studying material for this work.

S. RYBÁR, M. ŠUJAN and M. KOVÁČ: **Middle Miocene sedimentary facies and depositional environments of Blatné depression**

The study focuses on Blatné depression, which is located in northern Danube Basin. The depression is bordered by horst structures outlined by Malé Karpaty Mts. in the West and Považský Inovec Mts. in the East and extends into the Gabčíkovo depression, situated in the central part of Danube Basin. Our results are based on interpretation of 23 seismic lines, e-logs and well core samples from 17 deep wells, combined with outcrop data. Badenian and Sarmatian biostratigraphy was updated and explored from Biela et al. (1987).

Lower Badenian Jablonica conglomerate Mb., cropping out near the Naháč village, represents the first sedimentary sequence deposited above pre-Neogene basement, or occasionaly above the Karpatian sediments. We also observed the Mb. on several seismic lines represented by a bright reflectors. These conglomerates were also documented in deep wells: Cífer 2, Vištuk 1, Trakovice 4, Bučany 2, Ratkovce 1 and Suchá nad Parnou 3. SP logs appear to have a cylindrical shape, indicating channel fills of a fluvial to fan delta environment passing toward basin depocenter into dense gravitational mass-flow (Kendall, 2003; Emery and Myers, 1996).

The Middle Badenian sedimentary fill, is represented by parallel East dipping reflectors interpreted as a slope – turbidite fan environment and can by divided into (1) proximal slope facies characterized by dominant graded sandstone layers (Ta), arranged in a fining upwards sequence in Cífer 2, Suchá nad Parnou 3, Vištuk 1, Báhoň 1, Bučany 1, Trakovice 4, Ratkovce 1 and Madunice 2 wells. The turbiditic layers contain beside Ta, also horizontal lamination (Tb) and ripple cross bedding (Tc) of Bouma sequence (Bouma, 1962). In SP log the cylindrical trend repeats, but the individual cylindrical shapes are wider, which points more to a turbidity fan, rather than to alluvial channels. (2) Distal slope facies – turbidite fan are built up by siltstone and claystone layers with horizontal lamination (Td) in Vištuk 1, Suchá nad Parnou 3, Ratkovce 1, Trakovice 4 and Bučany 2 wells. In SP logs we observed serrated pattern documenting cyclic alternations of siltstone and claystone layers pointing to a aggradational trend of deposition. Intercalations of thin volcaniclastic layers, typical for this part of sedimentary sequence are documented with samples from Trakovice 4 well and are coeval with the volcanos buried at present below the fill of Danube Basin (Šurany stratovolcano). (3) Basin floor facies dominantly consisting of claystone occurred in Bučany 2, Trakovice 4, Ratkovce 1, Madunice 2, Suchá nad Parnou 3, Vištuk 1 and Báhoň 1 wells. Fine serrated pattern on the SP logs points to a low energy environment.

Upper Badenian sedimentary fill is rather thin, compared to the Middle Badenian sequence. Sediments are represented by parallel reflectors and the interpreted sedimentary environment in Vištuk 1, Suchá nad Parnou 3, Madunice 2, Cífer 2, Ratkovce 1 and Bučany 2 wells can be divided to: (1) basin floor facies persisting from the Middle Badenian. Consisting of massive, poorly bioturbated claystone. SP logs show a serrated pattern and the core samples indicate a shallowing upward trend. (2) The overlaying strata, interpreted as prodelta to delta front and coastal plain facies is built up by siltstone and sandstone with a coarsening upwards trend.

The Sarmatian sedimentary fill is represented by not very distinct parallel reflectors and erosion surfaces occurring towards the overlying Pannonian strata. The sedimentary record is interpreted as a coastal plain with occurrences of delta top environment. In the Sarmatian sediments of Vištuk 1, Suchá nad Parnou 3, Madunice 2, Cífer 2 and Bučany 2 wells consist of sandstones and siltstones with fining upwards trend, observed on well cores. The late Upper Badenian and Sarmatian deposits possess together a symmetrical shape of the SP log, which indicates a progradation and subsequent retrogradation of the sea shoreline, represented by shoreface – upper delta front environment. The Sarmatian sequence is overlain by a thick siltstone and claystone dominated Pannonian formation, deposited in shallow lacustrine and alluvial plain environments.

Acknowledgements. Presented results were achieved thanks to the support of the research grant APVV-0099-11.

K. ŠARINOVÁ a S. RYBÁR: **Petrologická reinterpretácia hruboklastických sedimentov bádenu z hlbokých vrtov Trakovice 4 a Ratkovce 1 (Blatnianska depresia)**

Predmetom výskumu bol hruboklastický materiál z archívnych vrtných jadier (roky vŕtania 1968 a 1969) na účely stanovenia zdrojových hornín a určenia typu sedimentačného prostredia. Vrty boli zamerané na prieskum plynonosnosti a faciálneho vývoja, pričom vrtné jadrá boli odoberané v stanovených úsekoch. Obidva vrty boli situované v Blatnianskej priehlbine a zasahujú až do mezozoického podložia tvoreného tmavosivými vápencami až čiernymi bridlicami. Mezozoické podložie je prekryté zlepencami, ktoré boli v prípade vrtu Trakovice 4 zaradené do spodného bádenu a v prípade vrtu Ratkovce 1 do stredného bádenu (Biela, 1978). Zlepence vrtu Tr 4 sú tvorené najmä triasovými a spodnojurskými karbonátmi. V menšej miere sú prítomné úlomky kremencov, silicitov a vápnitých prachovcov. Tieto zlepence sedimentovali s najväčšou pravdepodobnosťou v sladkovodnom prostredí. Smerom do nadložia sedimentácia prechádza do jemnozrnných ílovcov až prachovcov. Fosílie dokladajú morské prostredie sedimentácie a prítomnosť idiomorfných biotitov indikuje objavenie sa vulkanického zdroja, ktorý sa naplno prejavil vrstvou jemnozrnných tufov a tufitických ílovcov v hĺbke 1 400 m. Výskyt idiomorfných kryštálov biotitu pokračuje až do jemnozrnných pieskov priradených Bielou (1978) do stredného bádenu, kde v hruboklastickom materiáli smerom do nadložia výrazne narastá podiel redeponovaných klastov vulkanického pôvodu (hĺbka 1 080 až 950 m). K detritu z triasovo-jurských sedimentov a neovulkanitov sa v hĺbke 980 m začínajú pripájať úlomky pochádzajúce z granitoidov a rúl.

Vo vrte Ratkovce sú zlepence tvorené tiež mezozoickými karbonátmi, silicitmi a kremencami, ktoré sú na rozdiel od Trakovíc doplnené o úlomky granitoidov. V spodnej časti majú zlepence červeno sfarbený matrix. Smerom hore prechádzajú do drobnozrnných zlepencov až hrubozrnných litických arenitov vykazujúcich rovnaké zdrojové horniny. Prítomnosť bioklastov, pyritových agregátov a glaukonitu poukazuje na morské prostredie sedimentácie. V hĺbke 1 860 m sa v ťažkej frakcii objavujú idiomorfné zrná biotitu so zvýšeným obsahom titánu, ktoré indikujú možný nástup vulkanizmu. V hĺbke 1 640 až 1 500 m už tvoria vulkanické klasty podstatnú časť detritického materiálu spolu s karbonátmi a úlomkami granitoidov. Prítomnosť červených rias indikuje ukladanie týchto sedimentov v plytkomorskom prostredí. Smerom do nadložia sedimentácia prechádza do prachov a ílov morského prostredia.

V obidvoch vrtoch tvoria priame podložie tmavo sfarbené mezozoické karbonáty a bridlice, ktoré sa vyskytujú aj ako detritický materiál v sedimentárnej výplni panvy. Detritický materiál bádenských sedimentov bol dotovaný horninami triasu až spodnej jury a v prípade vrtu Ratkovce 1 bol doplnený o granitoidy. Druhým významným zdrojom detritu boli neovulkanity, ktoré môžu indikovať transport z juhu.

Práca vznikla v rámci projektu APVV-0099-111 Danube.

K. ŽECOVÁ: **Biostratigraphic research of calcareous nannoplankton from boreholes located eastward of Zemplínske vrchy Mts. (Eastern Slovakia)**

The lithological and biostratigraphic research of the territory east of the Zemplínske vrchy Hills brought new classification data about Mesozoic sediments. This topic was solved by the project Update of geological setting of problematic areas in the Slovak Republic at a scale 1 : 50 000, and its topic Lithological-biostratigraphic reappraisal of Mesozoic and Neogene formations east of the Zemplínske vrchy Hills.

The Neogene formations were distinguished beneath the Quaternary sediments at the village of Nová Vieska pri Bodrogu in the southern part of studied territory, resulting from the biostratigraphic evaluation of sediments from the borehole VTO-14. They relate to Senné (Pliocene – Pannonian), Stretava (Lower Sarmatian) and Lastomírov fms. (Upper Badenian), deposited on the Upper to Middle Badenian volcanic complexes. The lithology consists of the rhyolite volcaniclastics of "Viničky" type (Upper Badenian), complex of andesite and dacite extrusives of "Brehov – Somotor" type (Upper – Middle Badenian) and complex of rhyodacite tuffs of "Luhyňa – Kašov – Cejkov" type (Upper Badenian – Middle Badenian), being discordantly deposited on Upper Cretaceous sediments.

In the depths 845–1 020 m, the Upper Cretaceous calcareous assemblages were found, encompassing the species Micula staurophora (Gardet) Stradner, Micula swastica Stradner et Steinmetz, Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina and Microrhabdulus undosus Perch-Nielsen.

Beneath, in the depths 1 020–1 145 m only assemblages with rare presence of calcareous nannoplankton were present. The species Watznaueria barnesae (Black) Perch-Nielsen, was found here, having a wide stratigraphic range from Middle Jurassic up to Upper Cretaceous. The presence of this species also points to the Mesozoic age of these sediments.

The presence of Upper Cretaceous sediments in the depth interval 840–1 145 m has been demonstrated by the detail biostratigraphic investigation of calcareous nannoplankton assemblages, differing the age of sediments from those of Upper Carboniferous (Stephanian C-D) and Lower Permian, as stated in older works (Kobulský et al., 1989).

M. ŠUJAN, S. RYBÁR a M. KOVÁČ: **Geologická stavba pleistocénnych riečnych terás v oblasti Hronskej pahorkatiny**

Postupnosť formovania riečnych terás tokov Hron, Žitava a Dunaj dobre dokumentuje pleistocénny vývoj reliéfu v juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny (obr. 1). Riečne akumulačné terasy boli študované predovšetkým pomocou litologických profilov vrtov, vzhľadom na miestami až desiatky metrov hrubý pokryv spraší. V profiloch (cca 1 600 vrtov) bola sledovaná úroveň bázy terasy, jej hrúbka a litológia sedimentu. Zo získaných údajov bola interpoláciou konštruovaná štruktúrna mapa povrchu predkvartérneho podložia. Podrobná morfológia, kontúry rozhraní a orientácia terasových telies bola spresnená na základe digitálneho modelu reliéfu.

Podložie terás v študovanej oblasti tvorí prevažne volkovské súvrstvie (sedimenty čela delty a deltovej plošiny, panón – dák), pod ktorým vystupuje beladické a ivánske súvrstvie (jazerné fácie, panón; Kováč et al., 2011). V oblasti Hronskej nivy tvoria podložie kvartérnych riečnych akumulácií aj sarmatské sedimenty a vulkanity (Nagy et al., 1998), pri hranici s Maďarskom pod dunajskými štrkmi vystupujú bádenské usadeniny (Brodňan a Samčík, 1960).

Terasy paleo-Hrona v oblasti Hronskej tabule a Hronskej nivy sú orientované S – J smerom a pozostávajú zo šiestich akumulačných stupňov ustupujúcich na východ. V severnej časti systému sú výškové rozdiely medzi bázami terás minimálne (do 4 m pri Kalnej nad Hronom), smerom na juh sa zvyšujú na celkové prevýšenie 60 – 80 m (okolie Svodína). Morfológia bázy terás má vyrovnaný priebeh bez znakov porušenia vertikálnymi pohybmi na zlomoch. Terasy sú tvorené štrkom s dobre opracovanými obliakmi vulkanitov a kremencov, zriedkavejšie sa vyskytujú vápence a granitoidy.

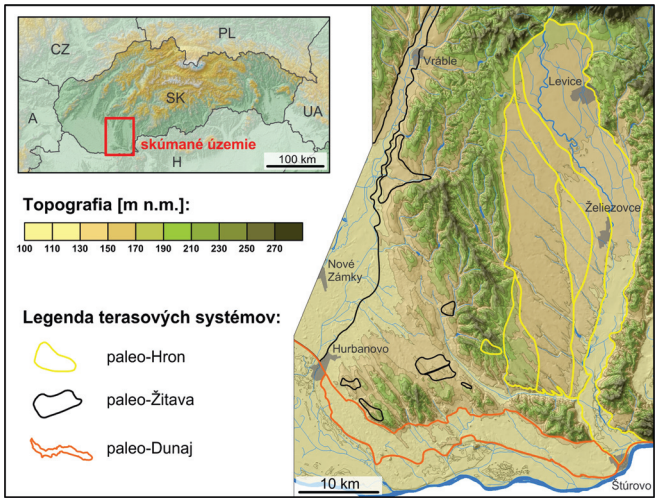
Terasy paleo-Žitavy reprezentujú erózne zvyšky pôvodného systému rozsiahlejších telies v štyroch stupňoch medzi Novou Vieskou a Dvormi nad Žitavou. Začiatok formovania systému od najspodnejšieho pleistocénu dokladajú nálezy fosílnej fauny cicavcov v sedimentoch 1. stupňa pri Novej Vieske (Vlačiky et al., 2008). Sú tvorené pieskom a zle opracovaným drobnozrnným štrkom z kremencov, kremeňa, rohovcov a vulkanitov. Terasy boli formované a erodované počas zatláčania paleo-Žitavy smerom na severozápad v dôsledku výzdvihu Hronskej pahorkatiny (Harčár, 1975).

Terasy paleo-Dunaja lemujú južný okraj Hronskej pahorkatiny v dvoch širokých stupňoch západo-východného smeru. Ich vznik

sa predpokladá súčasne so zarezaním sa Dunaja do masívu Maďarského stredohoria počas stredného až vrchného pleistocénu (Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2005). Báza terás je porušená líniami smeru SZ – JV a naznačuje kryhovú stavbu územia, ktorú kopíruje topografia terasy. Línie nadväzujú na SZ – JV orientované údolia v južnej časti pahorkatiny, založené na vrchnopleistocénnych zlomoch (Králiková et al., 2010). Materiál obliakov terás je tvorený kremeňom, kremencom a granitoidmi, menej rohovcami, vápencami a metamorfitmi.

Štúdium riečnych terás tokov Hron, Žitava a Dunaj potvrdilo pleistocénny asymetrický výzdvih Hronskej pahorkatiny v S – J smere, s vertikálnym rozdielom prevýšenia juhu oproti severu minimálne o 80 m počas kvartéru (obr. 1). Porušenie terás zlomami možno konštatovať len v južnej časti pahorkatiny v oblasti terás paleo-Dunaja (zlomy SZ – JV smeru).

Poďakovanie. Prezentované výsledky boli dosiahnuté vďaka podpore grantu APVV-0099-11 a v spolupráci so spoločnosťou EQUIS, s. r. o..



Obr. 1. Schéma rozšírenia riečnych akumulačných terás v oblasti Hronskej pahorkatiny.

R. BISKUPIČ: **Nové nálezy gastropódov Sassia turrita (Eichwald, 1830) (Caenogastropoda: Tonnoidea: Ranellidae) z vrchného bádenu (stredný miocén) Viedenskej panvy (Západné Karpaty, Slovensko)**

V morských sedimentoch stredného miocénu Viedenskej panvy boli objavené nové nálezy pomerne zriedkavých ulitníkov čeľade Ranellidae, ktoré boli priradené k druhu Sassia turrita (Eichwald, 1830). Fosílne zvyšky ich schránok pochádzajú z východného okraja Viedenskej panvy, kde boli nájdené v pelitických a organodetritických slienitých fáciách studienčanského súvrstvia vrchného bádenu (stredný miocén) lokalít Rohožník-Konopiská a Devín-Zelené terasy. Obec Rohožník sa rozprestiera 15 km severovýchodne od mestečka Malacky pri západnom úpätí Malých Karpát. Lokalita Konopiská, ktorú predstavuje bývalé ílovisko s výstupom bádenských a sarmatských sedimentov, leží južne od obce, približne 900 m na juhozápad od železničnej stanice. Lokalita Zelené terasy je situovaná na východnom okraji bratislavskej mestskej časti Devín na južných svahoch vrchu Devínska Kobyla a tvoria ju početné umelé odkryvy. Na povrch tu vystupujú prevažne sivé až sivožlté ílovité a piesčitoílovité sedimenty vrchného bádenu.

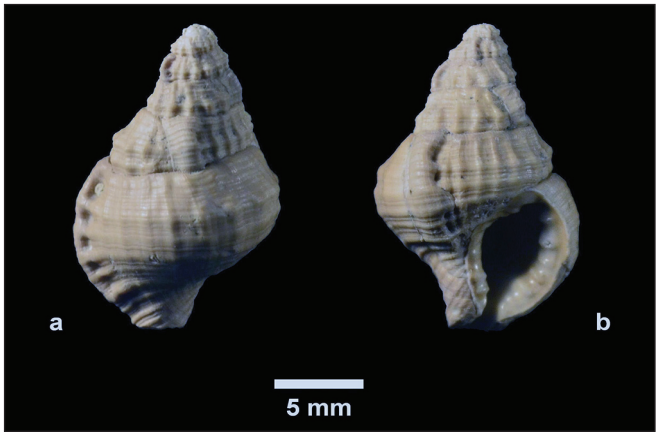
V lokalite Rohožník-Konopiská bolo nájdených 5 schránok dospelých a 8 schránok juvenilných jedincov. Ich výskyt bol zaznamenaný vo vrstvách sivých až sivožltých organodetritických slieňovcov (1 vzorka), organodetritických litotamniových slieňovcov (10 vzoriek) a sivých bioturbovaných ílovcov (2 vzorky). Z náleziska Devín-Zelené terasy pochádza z fácie sivožltých ílovcov ojedinelý nález jedného dospelého exemplára.

Schránky dorastajú do malých až stredne veľkých rozmerov, sú masívne a hrubostenné, s vypuklými, mierne hranatými stenami závitov (obr. 1). Skulptúru tvoria výrazne priečne a špirálové rebrá a varixy, pričom v miestach ich pretínania sú vyvinuté drobné hrbolčeky. Na najväčšom poslednom závite sa u niektorých jedincov môžu skulptúrne prvky postupne zjemňovať. Ústie má masívny vajcovitý tvar a na spodnej strane je ukončené krátkym sifonálnym kanálikom s výraznými zubami vyvinutými na vnútornej strane vonkajšieho lábia.

Výskyt druhu Sassia turrita (Eichwald, 1830) z nášho územia prvýkrát prezentoval Schaffer (1897) z ílovitých vrstiev lokality tehelňa v Devínskej Novej Vsi pod menom Triton Tarbellianum Grat., kde uvádza časté nálezy týchto mäkkýšov. Z toho istého náleziska spomína prítomnosť ich fosílnych zvyškov Toula (1900). Schránky študovaného druhu gastropóda boli na území slovenskej časti Západných Karpát identifikované aj vo vrstvách vrchného bádenu studienčanského súvrstvia sandberských vrstiev lokality Devínska Nová Ves-Sandberg (Hyžný et al., 2012).

V centrálnej Paratetýde bol uvedený taxón stratigraficky rozšírený počas neskorého oligocénu (eger) a stredného miocénu (báden). Bohatý výskyt pochádza predovšetkým z bádenských sedimentov Poľska, Rakúska, Čiech, Maďarska, Rumunska a Bulharska. Zvyšky boli opísané z neskorého oligocénu Nemecka (chat) a stredného miocénu Holandska, Nemecka, Belgicka, ako i Francúzska (lang) a Turecka (lang/seraval) (Landau et al., 2009).

Recentní predstavitelia čeľade Ranellidae patria k teplomilným ulitníkom, obývajú tropické až subtropické morské prostredie kontinentálneho šelfu, väčšina druhov žije v prílivových zónach, na skalnatých pobrežiach, koralových útesoch a na piesčitom substráte (de Bruyne, 2004). Sú to epifaunálne dravce živiace sa menšími bezstavovcami.



Obr. 1. Sassia turrita (Eichwald, 1830). Rohožník-Konopiská, fácia organodetritických litotamniových slieňovcov, vrchný báden. A – abaperturálna strana; B – aperturálna strana.

K. FEKETE: **Litológia spodnokriedových „urgónskych komplexov“ v manínskej jednotke a v Pieninskom bradlovom pásme**

V Západných Karpatoch vápence urgónskej fácie zahŕňajú masívne svetlosivé organodetritické vápence vrchného barému až aptu. Z bioklastov sa tu najčastejšie vyskytujú fragmenty rudistov, časti echinodermát, úlomky schránok bentických foraminifer (Palorbitolina lenticularis, Sabaudia minuta), koralinné riasy, machovky, úlomky polypovcov. Prehľad oblastí s výskytom vápencov urgónskej fácie na Slovensku spracoval Mišík (1990). Zodpovedajú úlomkovému materiálu rozrušených rifov, transportovanému na JV. Ide najmä o dve veľké centrá. Prvé smerovalo z rifových komplexov poľskej časti Tatier do slovenskej časti vysokotatranskej sukcesie

a východnejšie do haligoveckej sukcesie, ďalej do muránskeho vápenca fatrika Belianskych Tatier. Druhé centrum s koralovými biohermami bolo tektonicky oddelené a masy budúceho urgónskeho vápenca manínskej jednotky (bradlá Manín a Butkov) boli splavované v pomerne značnej hrúbke aj do belianskej sukcesie fatrika.

Hrúbka urgónskych vápencov v oblasti Manínskej úžiny je 90 metrov. Je tu obsiahnutý iba barém (Mišík, 1957; Köhler, 1980), vyššia časť bola erodovaná už pred albom. Vápence sú masívne a majú vzhľad ako rifové jadro, sú bioklastické bez prítomnosti koralov a takmer bez terigénnej prímesi. Mikrofaciálne sa zaraďujú do skupiny intraklastovo-biogénno-peloidných wackestonov až packstonov s lokálnou „sparitizáciou" základnej hmoty a s bohatým obsahom rekryštalizovaného organického detritu, ktorý sa smerom do nadložia postupne stáva hrubším. Vo vyšších horizontoch sa popri rudistoch objavujú prvé orbitolíny.

Urgónsky komplex bradla Butkov pozostáva z tenkolavicovitého Podhorského súvrstvia a masívneho manínskeho súvrstvia. Podhorské súvrstvie pozostáva z organodetritických a takisto mikritických vápencov s rohovcami, ojedinele s obsahom bázických extruzív. Klasty patria barému až spodnému albu. Na takéto stratigrafické začlenenie poukazuje fauna Mesorbitolina parva, Sabaudia mimuta a Praecolomiella trejoi (Michalík, 1988). Súvrstvie dosahuje hrúbku 65 – 75 m. Smerom do nadložia prechádza do vápencov manínskeho súvrstvia. Ide o komplex svetlosivých masívnych organogénnych vápencov s hojným obsahom foraminifer (Palorbitolina lenticularis), krinoidov, echinodermát, mäkkýšov, koralov a vápnitých rias. Celková hrúbka súvrstvia je 50 m. Sedimentácia končí plochou hardgroundu. Chýbajúce zvyšky autotrofných organizmov a sesilnej infauny na povrchu hardgroundu sú dôkazom jeho vzniku pod fotickou zónou v hĺbke pod hranicou vlnenia (Borza et al., 1987).

Bradlo Haligovce býva považované za ekvivalent manínskej jednotky. Na tieto urgónske vápence transgredoval alb s hojným glaukonitom a fosfátovými zrnami toho istého typu ako v manínskej a vysokotatranskej jednotke. V spodnej časti sú bituminózne, lavicovité s obsahom rohovcov, vo vyššej časti svetlosivé, masívne, organodetritické. Skladajú sa hlavne z úlomkov lastúrnikov, machoviek, ostňov ježoviek a foraminifer. Hojný autigénny kremeň opticky zatláča úlomky lastúrnikov. Vápence tu dosahujú mocnosť 40 m.

J. HAVRILA, M. HAVRILA a D. BOOROVÁ: **Ramingský vápenec v štureckej faciálnej oblasti**

Vystupovanie ramingského vápenca bolo zistené v celej východnej časti štureckej faciálnej oblasti hronika zachovanej v príkrove Veľkého Šturca. Vápenec je najlepšie odkrytý v lokalite Jelenec 1, v južnej časti Veľkej Fatry, v záreze cesty zo Starých Hôr na Donovaly, medzi Hornojelenskou dolinou a Motyčkami. Vrstevný sled je odkrytý v hrúbke 27 m. V smere do nadložia zahŕňa vrchnú časť pelagického reiflingského vápenca, celú hrúbku detritického ramingského vápenca a spodnú časť wettersteinského vápenca rifovej fácie.

Vápenec je sivý až hnedosivý detritický (jemnozrnný až hrubozrnný, zrná zriedkavo presahujú 2 mm), sporadicky ílovitý, vrstevnatý, rovnoplochý. Zriedkavo obsahuje hľuzy rohovcov. Hrúbka vrstiev dosahuje 1 – 50 cm, prevažne 15 – 40 cm. Typické je najmä gradačné, menej i laminárne zvrstvenie. Zriedkavo sú vrstvy oddelené laminou vápnitého ílovca. Hranice s podložnou a nadložnou litofáciou nie sú ostré. Prechody medzi nimi sú postupné.

Mikrofaciálne bol ramingský vápenec opísaný na základe analýzy dvanástich vzoriek odobratých priebežne z celého sledu. Podľa Dunhamovej klasifikácie je zastúpený wackestone, wackestone až packstone, packstone, grainstone a floatstone. V niektorých horizontoch sa strieda grainstone s wackestonom až packstonom a packstone s wackestonom. Z mikrofosílií boli zistené dierkavce, kalcifikované mrežovce?, úlomky lastúrnikov, úlomky echinodermových článkov, kalcifikované ihlice hubiek, ostne a pedicelárie ježoviek, lastúrničky, kalcisféry, ulitníky, úlomky schránok ramenonožcov, globochéty, riasy, riasové hľúzky a organizmy rifového ekosystému: Aeolisacus sp., Didemnoides moreti (Durand delga), Tubiphytes obscurus Maslov, Baccanella floriformis Pantić, Ladinella porata Ott.. Z výbrusov boli určené dierkavce so stratigrafickým rozpätím ladin až kordevol: Pilaminella gemerica (Salaj), Turriglomina mesotriassica (Koehn – Zaninetti), Trochammina almtalensis Koehn – Zaninetti, Meandrospira deformata Salaj, Arenovidalina chialingchiangensis Ho, Nodosaria sp., Austrocolomia marschalli Oberhauser, Tolypammina gregaria Wendt, Earlandinita grandis Salaj, Arenovidalina amylovoluta Ho, Ophthalmidium sp., Ophthalmidium tori Zaninetti et Broennimann, Trochammina alpina Kristan – Tollmann, Earlandinita cf. grandis Salaj. Z oblasti chýbali doteraz biostratigrafické údaje o ramingskom vápenci. Z iných alochémov sú zastúpené peloidy a intraklasty. Pozorovaná bola aj bioturbácia a dolomitizácia.

Alodapický detritický ramingský vápenec sa všeobecne vyskytuje na rozhraniach karbonátových plošín a paniev, pričom zdrojom detritu sú rify okraja platformy. Tento zdroj detritu bol preukázaný aj v lokalite Jelenec. Ramingský vápenec vystupujúci v bielovážskej faciálnej oblasti je súčasťou ramingsko-göstlingského súvrstvia, obsahujúceho celú škálu sedimentov usadených z turbiditných prúdov – od proximálnych hrubovrstevnatých pririfových brekcií (známych z Ružomberka – severne od železničnej stanice – a z Nemiec) až po distálne laminity göstlingských, resp. trachycerasových vrstiev (známych z priestoru medzi Turíkom a Liptovským Hrádkom). V štureckej faciálnej oblasti nie sú v ramingskom vápenci zastúpené uvedené okrajové členy turbiditného systému. Hrúbkou vrstiev, zrnitosťou a sedimentárnymi textúrami je najviac podobný sedimentom usadeným zo „strednej" časti turbiditných tokov vyvinutých v bielovážskom bazéne, t. j. ramingským vápencom vystupujúcim pri Martinčeku a v Nemcoch. Prúdy, z ktorých skúmaný vápenec sedimentoval, nemali taký výrazný turbiditný charakter ako v rozsiahlom bielovážskom bazéne vyznačujúcom sa veľkými batymetrickými rozdielmi. Podľa Havrilu (2011) v štureckej faciálnej oblasti jestvovali dva úzke kanálovité bazény, ktorých šírka dosahovala len niekoľko km. Úzky priestor a predpokladané malé batymetrické rozdiely medzi zdrojovou a depozičnou oblasťou neboli prostredím, v ktorom by sa mohli vyvinúť turbiditné prúdy podobné prúdom v bielovážskom bazéne.

Poďakovanie. Príspevok vznikol vďaka finančnej podpore Univerzity Komenského prostredníctvom grantu UK/81/2013.

Š. JÓZSA: **Foraminifers from the Middle Jurassic Szlachtowa and Skrzypny Shale formations between Jarabina and Litmanová, Pieniny Klippen Belt, Slovakia**

Recent studies of microfauna collected from exposures along the Malý and Veľký Lipník streams and from the Jar-1 borehole near Jarabina show the presence of diverse Late Toarcian – Aalenian microfauna. The microfauna studied show two different assemblages. The first one occurs in the Skrzypny Shale Formation and consists almost exclusively of calcareous benthic foraminifers and ostracods. Black, occasionally organodetritic, marls yielded dominant Epistomina associated by common small *Ophtalmidium* and *Spirilina*. Samples with lower ratio of *Epistomina* are accompanied by the increase of smooth-walled ostracods and *Lenticulina*. Lagenids represented mainly by *Lenticulina* are restricted to morphogroups C5-C8 sensu Tyszka (1994). Agglutinated foraminifers represent only minority of the assemblage (mainly tubular forms morphogroup A1). Infaunal morphotypes of both agglutinated and calcareous benthic foraminifers are less frequent (*Ammobaculites* A6, *Laevidentalina*, *Nodosaria*, *Lingulina*, *Falsopalmula* and *Eoguttulina* C5-C7).

The second assemblage was picked from the Szlachtowa Formation. Assemblages are of low abundance and are dominated by agglutinated foraminifers with strict epifaunal mode of life morphogroups A1 (*Rhabdammina*), A4 (*Trochammina*) and A3 (*Glomospira*). Morphogroups that share mostly infaunal mode of life, e.g., *Conotrochammina* (A5), *Recurvoides*, *Ammobaculites* (A6)

or *Reophax* (A8), are rare or absent. Calcareous benthic foraminifers are usualy impoverished. Samples from the Szlachtowa Formation exposed in the upper course of the Malý Lipník stream yielded assemblage very similar to the ones from the Skrzypny Shale Formation. From the typical assemblages of the latter unit presence of *Citharina* was noted (infaunal morphogroup C6). Both assemblages reflect oxygen-depleted bottom-water conditions. But differences between the assemblages from the Szlachtowa (dominating epifaunal agglutinated foraminifers, occasionally missing the infaunal morphogroups) and Skrzypny Shale (epifaunal morphogroups of mostly calcareous, less agglutinated foraminifers which dominate above infaunal morphogroups) formations suggest that the latter unit was deposited in slightly better oxidized bottom environment (dysoxic) compared to the Szlachtowa Formation.

Biostratigraphical data include Late Toarcian – Aalenian Lenticulina d´Orbignyi zone. Occurrence of *Lenticulina d´Orbignyi* Roemer was noted in upper part of JAR-1 borehole between 64 to 79.5 m and together with *Falsopalmula tenuistriata* (Franke) was identified also in the upper course of Malý Lipník stream. Presence of *Epistomina arcana* Antonova in the assemblage was also noted. Agglutinated subzone Trochammina globoconica (Tyszka, 1999) might be correlated with some exposures from Malý Lipník situated more south from the later exposure and in upper slice of JAR-1 borehole between 79.5–95.5 m.

Acknowledgements. The author is indebted to Dr. Ján Schlögl for his constructive remarks on ammonites and grateful for support to projects APVV-0212-12 and VEGA 1/0193/13.

L. LEDVÉNYIOVÁ: **Jurský litostratigrafický záznam v lome pri Košeci – predbežné výsledky**

Z jurských súvrství, ktoré boli v rámci tektonického príkrovového systému hronika opísané, sa v lome pri Košeci vyskytujú štyri hlavné horninové typy – krinoidové vápence hierlatzského typu, kondenzované rohovcové vápence, košecké vápence a hľuznaté vápence Ammonitico Rosso.

Najstaršie odkryté horniny predstavujú sivé až ružovosivé organogénne krinoidové vápence typu packstone a grainstone. Na základe brachiopódov a amonitov (Maheľ, 1962) boli zaradené do doméru. Úlomky krinoidov v nich sú husto laminované, pričom sa v rámci jedného úlomku vyskytujú aj rôzne orientované systémy lamín. To naznačuje rôzne etapy tlakového pôsobenia.

Nad krinoidovými vápencami leží približne 30 cm hrubá poloha červených kondenzovaných rohovcových vápencov typu wackstone, ktorým sa priraďuje vekový interval od vrchného toarku po spodný kelovej (Schlögl a Rakús, 2006). Našli sa v nich úlomky krinoidov, tenkostenných lastúrnikov a brachiopódov, ako aj globochéty, ostrakódy, amonity, aptychy, foraminifery (bentická Lenticulina) či juvenilné gastropódy.

Nad kondenzovanými vápencami nasledujú košecké vápence a vápence Ammotico Rosso, ktoré Schlögl a Rakús (2006) označujú ako členy tzv. Klausovského súvrstvia. Košecké vápence sú masívne, miestami doskovité biomikritické vápence červenoružovej farby, klasifikované ako wackstone. Na základe amonitovej fauny opísanej Maheľom (1961, 1962) sa datujú na kelovej – oxford. Vo svojej spodnej časti obsahujú výrazné množstvo lastúrnikov (a to najmä vo vrstvách približne tri až štyri metre nad kondenzovanými vápencami, kde sa dá uvažovať o lumachelovo-krinoidovej fácii). Približne 6 m nad hranicou s kondenzovanými vápencami sa košecké vápence čiastočne zastupujú s krinoidovými vápencami stredného dogeru (Maheľ, 1985). Vo vrchných častiach košeckých vápencov bola opísaná globuligerinovo-rádioláriová fácia (Schlögl a Rakús, 2006). Okrem spomínaných fosílií obsahujú košecké vápence aj úlomky brachiopódov (opísané boli rody Rhynchonella a Lacunosella), krinoidov, machovky, aptychy, globochéty, silicispongie či dinocysty. Najnovšie tu bol nájdený aj koral, sinicami obrastené úlomky hardgroundu či rybí zub.

Najmladšie zachované jurské horniny v tejto lokalite, Ammonitico Rosso, sa klasifikujú ako doskovité, červené hľuznaté biomikritické vápence kimeridžu až spodného titónu (doložené faunou amonitov a brachiopódov, ktorú opísal Maheľ, 1962 a 1985). Medzi vrstvami vápencov sa nachádzajú tenké intervaly slieňov a vystupujú tu aj šošovky rádiolaritov. V spodnej časti hľuznatých vápencov pokračuje globuligerinovo-rádioláriová fácia z košeckých vápencov. Okrem toho tu boli opísané úlomky krinoidov, silicispongie, foraminifera Lenticulina, juvenilné amonity, globochéty a tenkostenné lastúrniky. Vo vyšších častiach bola opísaná sakokómová mikrofácia (Schlögl a Rakús, 2006) a v najvrchnejšej časti súvrstvia Maheľ (1985) opísal dinocystu Parastomiosphaera malmica.

Poďakovanie. Táto práca vznikla s podporou grantu UK/432/2013 a projektu APVV-0212-12.

I. SLÁDEK: **Vplyv chemickej čistoty vápencov Slovenského krasu na proces krasovatenia**

Problematikou výskumu krasových území sa v minulosti zaoberalo mnoho autorov a aj v súčasnosti je o výskum krasu veľký záujem. V rámci krasologických a speleologických výskumov má pomerne dlhú tradíciu výskum chemických a fyzikálnych procesov, medzi ktoré patrí aj proces krasovatenia. Pod pojmom krasovatenie rozumieme rozpúšťací korózny proces. Od 60. rokov 20. storočia existovalo pri Gombaseckej jaskyni Speleolaboratórium, ktoré sa zaoberalo rôznymi fyzikálno-chemickými výskumami. Toto laboratórium neskôr nahradila komisia pre fyzikálny a chemický výskum krasu (Hochmuth a Vadelová, 2008). Na Slovensku sa problematike krasovatenia venovali hlavne A. Droppa, J. Jakál a Z. Hochmuth.

Základným predpokladom pre korózny proces je chemická čistota vápencov. Rozumieme pod tým množstvo $CaCO_3$. Čím je vo vápenci vyšší obsah $CaCO_3$, tým má lepšie predpoklady pre koróziu. Obsah $MgCO_3$, ako aj prítomnosť nerozpustného zvyšku podmieňujú nárast podielu fyzikálneho zvetrávania na úkor korozívneho procesu (Jakál, 2005). Na základe pomeru $CaCO_3$ ku $MgCO_3$ sa dá určiť stupeň dolomitizácie (Jakál, 1975, 1982), ktorý môžeme použiť ako charakteristiku chemickej čistoty vápencov.

Na území Slovenského krasu patria medzi čisté vápence hlavne wettersteinské a gutensteinské, ktoré obsahujú 96 – 99 % $CaCO_3$ (Jakál, 2005).

V minulosti boli analyzované viaceré litologické typy vápencov Slovenského krasu, hlavne z územia Silickej planiny (Jakál, 1975). Analyzovaný bol však nízky počet vzoriek, preto išlo o predbežné výsledky, ktoré je potrebné v budúcnosti verifikovať na rozsiahlejšom súbore vzoriek (Jakál, 2005).

Naše analýzy sa týkali vzoriek z Jasovskej planiny, avšak tiež sa nám nepodarilo odobrať väčšie množstvo vzoriek. Preto aj naše výsledky sú iba orientačné a bude ich potrebné doplniť ďalšími analýzami. Taktiež bude potrebné dať do súvislosti rozdielnu čistotu vápenca s ďalšími litologickými vlastnosťami, ako je štruktúra, stupeň rekryštalizácie, mikrotektonika a pórovitosť, ktoré majú vplyv na usmernenie procesov krasovatenia.

A. ZLINSKÁ, I. ZORN and K. ZÁGORŠEK: **Biostratigraphy of the Studienka Formation at the larger vicinity of Bratislava**

After washing several surface and shallow well samples NNW of Bratislava (Devínska Nova Ves and Záhorská Bystrica village districts), we determined foraminifers, ostracods and bryozoans, that, following the microfaunistic zonation of Grill (1941), can indicate the Bulimina-Bolivina biozone of the Upper Badenian sub-stage. Based on the nannoplancton zonation, these correspond to the NN6 Zone of the middle part of Seravalian (Fig. 1).

In the Devínska Nová Ves area, the Upper Badenian foraminiferal assemblage contains benthic genera, mostly like Bulimina and

Bolivina, that are highly resistant to the oxigen reduction upon the sea-floor. The planctonic components are represented by the generae of Globigerina, Globigerinoides, Globigerinella, Globoquadrina, Turborotalita, Orbulina and by the index fossil of Velapertina indigena (Luczkowska). Rare appearance of uvigerinas is represented by Pappina parkeri (Karrer) and by typical Pappina neudorfensis (Toula).

In the area of Stupava village, the microfauna association becomes to be pure, and the plancton is represented mostly by the generae of Globigerinoides, Globigerina, Orbulina and Globoquadrina. Locally, the late Badenian reduction of salinity is indicated by 95 % abundance of the Ammonia beccarii (L.) species. The shallow-water environment

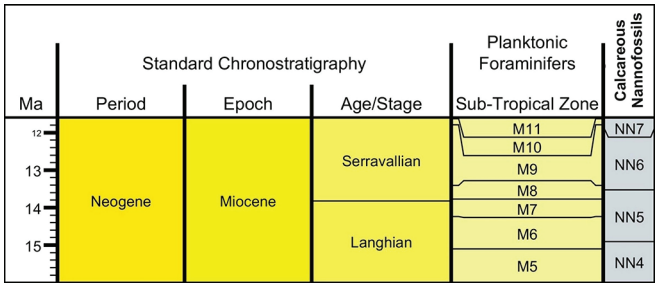


Fig. 1. Chart of the Badenian.

is furtherly completed by the occurrence of Elphidium fichtellianum (Orb.) and Nonion commune (Orb.) taxons.

In the Devínska Nová Ves area, within the ostracoda assemblages, mostly Aurila punctata (Münster, 1830) is present in all the samples. Less abundant to rare are the species like Loxocorniculum hastatum (Reuss, 1850), Costa tricostata (Reuss, 1850) and Paranesidea? brevis (Lienenklaus, 1900), than Aurila haueri (Reuss, 1850), Occultocythereis bituberculata (Reuss, 1850), Bairdoppilata cf. subdeltoidea (Muenster, 1830), Pterygocythereis jonesii (Baird, 1850), Cytherella aff. russoi Sissingh, 1972 sensu Gross, 2006, Cytherella aff. compressa (Muenster, 1830) sensu Gross, 2006, Parakrithe rotundata (Aiello et al., 1993), Semicytherura filicata (Schneider, 1939) and Xestoleberis aff. dispar Mueller, 1894 sensu Gross, 2006. Most of the species are characteric for the Badenian, or Badenian and older deposits. The most part of the assemblages mirrors a shallow water environment, only few rare species indicate infraneritic environment. The water depth was more than 50 m.

Somewhat different ostracods assemblage was found in Záhorská Bystrica. It indicates the Badenian age under epineritic conditions.

In the studied samples, the bryozoan asseblage is represented mostly by the generae like Crisia, Cellaria, Reteporella, Rhynchozoon, Hornera, Frondipora, Ybseloecia and Mecynoecia.

The obtained associations of foraminifers, bryozoans and ostracods indicate a shallow-water living condition in a neritic zone.

4. časť – Part 4

Geologická stavba a tektonometamorfný vývoj Západných Karpát

Geological setting and tectonometamorphic evolution on the Western Carpathians

V. KONEČNÝ a P. KONEČNÝ: **Vývoj veporského stratovulkánu na základe analýzy vulkanosedimentárneho komplexu distálnej vulkanickej zóny (paleovulkanická rekonštrukcia)**

Pokorádzska formácia predstavuje uloženiny distálnej zóny veporského stratovulkánu. Zahŕňa pestrý súbor fácií vulkanoklastických hornín epiklastického typu (epiklastické vulkanické pieskovce, konglomeráty, brekcie, brekcie – konglomeráty, ďalej brekcie laharov), ako aj pyroklastické horniny reprezentované uloženinami blokových a blokovo-popolových pyroklastických prúdov. Na základe litológie a textúrnych znakov je pôvod blokovo-popolových prúdov spätý s erupciami vulkánskeho typu (kolaps eruptívneho stĺpu) a blokových pyroklastických prúdov s explozívnymi deštrukciami extruzívnych andezitových dómov v oblasti stavby veporského stratovulkánu.

Na južných svahoch Slovenského rudohoria bol identifikovaný väčší počet reliktov vulkanoklastických hornín v podobe výplne paleodolín predstavujúcich komunikačné kanály, ktorými bol úlomkový materiál transportovaný zo svahov veporského stratovulkánu masovými gravitačnými prúdmi (laharmi a hyperkoncentrovanými prúdmi), pyroklastickými prúdmi, ako aj občasnými fluviálnymi tokmi generálne na juh do fluviálno-limnického sedimentačného bazénu, kde došlo k uloženiu más vulkanoklastického materiálu v hrúbke od niekoľko desiatok do 150 – 200 m (pri južnom denudačnom okraji formácie). V súčasnom reliéfe tieto uloženiny tvoria denudačné relikty v podobe náhorných plošín Pokoradzskej a Blšskej tabule. Stavba formácie je doložená sériou geologicko-litologických profilov v mierke 1 : 10 000 orientovaných v smere V – Z a geologicko-litofaciálnou mapou v mierke 1 : 10 000 (24 listov máp). Na základe zostavených profilov vo výplni sedimentačného bazénu boli vymedzené etapy masového prínosu pyroklastického materiálu (pemzovo-popolové prúdy a pyroklastické prúdy) zodpovedajúce etapám explozívnej aktivity v oblasti stratovulkánu, striedajúce sa s podstatne dlhšími obdobiami vulkanického pokoja, keď do sedimentačného bazénu bol transportovaný a ukladaný materiál epiklastického typu (epiklastické vulkanické pieskovce, konglomeráty, brekcie).

Masové erupcie pyroklastických prúdov v záverečnom období zaplnili priestor sedimentačného bazénu a podmienili jeho zánik. Po ukončení aktivity bol v období pliocénu do priestoru zaniknutého sedimentačného bazénu prostredníctvom fluviálnych tokov znášaný nevulkanický materiál pochádzajúci z denudácie hornín predvulkanického podložia a uklonený na plochom povrchu výplne bazénu. V dôsledku regionálneho výzdvihu a intenzívnej erózie bol pôvodný reliéf rozčlenený sieťou dolín odvodňovaných generálne na juh. Najrozsiahlejšie celky pôvodnej výplne sedimentačného bazénu tvoria v súčasnom reliéfe relikty náhorných plošín v podobe Pokoradzskej a Blšskej tabule.

Detailná analýza stavby a litológie pokoradzskej formácie predstavuje významný príspevok k paleovulkanickej rekonštrukcii veporského stratovulkánu, ktorý predstavoval zdrojovú oblasť vulkanického materiálu, a tieto poznatky budú využité na zostavenie záverečného modelu vývoja veporského stratovulkánu vrátane sedimentačného bazénu v priestore distálnej zóny.

J. HÓK, M. ŠUJAN and F. ŠIPKA: **Tectonic division of the Western Carpathians: A new approach**

Proposed tectonic division of the Western Carpathians is based on the tectonostratigraphic principle and the present day position of tectonic units. It takes into account age of tectonic individualization and mutual superposition of different, nevertheless well defined tectonic units. In the geologically defined boundaries of the Western Carpathians are designated two main zones – the Outer Western Carpathians (OWC) and the Inner Western Carpathians (IWC). The zone of the OWC comprises tectonic units which were tectonically individualized during the Neoalpine phase (Neogene) of the Alpine orogeny. Tectonic units of the IWC underwent tectonic processes in the frame of the Paleoalpine phase of the Alpine orogeny during Cretaceous. To the OWC belongs the Outer group of nappes including the Krosno, Magura and the Oravic tectonic units (Tab. 1). The IWC include three groups of nappes. The Upper group of nappes including tectonic units of the Gemericum, Bôrka nappe, Meliaticum, Turnaicum and the Silicicum. The Upper group of nappes was tectonically separated during Early Cretaceous. The Middle group of nappes comprises tectonic units of the Veporicum, Fatricum and the Hronicum. This group of nappes was structuralized during lowermost Late Cretaceous (Cenomanian – Turonian). The Lower group of nappes containing the Váhicum and Tatricum tectonic units formed during the Latest Cretaceous (Tab. 1).

Tab. 1
Proposed tectonic division of the Western Carpathians

Pásmo *Zone*	skupina príkrovov *Group of nappes*	tektonické jednotky *Tectonic units*	tektonická individualizácia *Tectonic individualization*
Vonkajšie Západné Karpaty Outer Western Carpathians	vonkajšia skupina príkrovov *Outer group of nappes*	krosnianska jednotka *Krosno unit* magurská jednotka *Magura unit* oravikum *Oravicum*	neogén *Neogene*
Vnútorné Západné Karpaty Inner Western Carpathians	spodná skupina príkrovov *Lower group of nappes*	váhikum *Vahicum* tatrikum *Tatricum*	vrchná krieda - ?paleogén *Late Cretaceous - ?Paleogene*
	stredná skupina príkrovov *Middle group of nappes*	hronikum *Hronicum* fatrikum *Fatricum* veporikum *Veporicum*	vrchná krieda (cenomán - turón) *Late Cretaceous (Cenomanian - Turonian)*
	vrchná skupina príkrovov *Upper group of nappes*	gemerikum *Gemericum* príkrov Bôrky *Bôrka nappe* meliatikum *Meliaticum* turnaikum *Turnaicum* silicikum *Silicicum*	spodná krieda *Early Cretaceous*

Acknowledgement. Proposal of tectonic division represented a part of research aims on the project Assessment of seismic and geological conditions for the Project NJZ EBO. The authors address their thanks to projects VEGA 1/0587/1, APVV-0212-12.

R. AUBRECHT a M. SÝKORA: **Bolo hronikum intraveporickým elementom? Interpretácia na základe analýzy ťažkých minerálov z lunzských vrstiev**

Lunzské vrstvy predstavujú netypický siliciklastický sediment vrchného triasu. Jeho vznik je spätý s dočasnou zmenou klímy vo vrchnom karne – s tzv. karnickým pluviálnym eventom. Zvýšená humidita podnebia v tomto období spôsobila eróziu obnažených kryštalinických oblastí a depozíciu siliciklastického, najmä piesčito-ílovitého materiálu v priľahlých panvách, v ktorých dovtedy prebiehala výlučne karbonátová sedimentácia. V Západných Karpatoch sa lunzské vrstvy vyskytujú najmä v jednotkách hronika a v menších hrúbkach aj fatrika (vrátane jednotky Veľkého Boku), ako aj v obalových jednotkách rôznych častí veporika (föderatská jednotka a tzv. heľpianske mezozoikum). Vzorky pieskovcov zo všetkých týchto jednotiek boli prvý raz podrobené systematickej analýze ťažkých minerálov (22 vzoriek z chočského príkrovu, 2 vzorky z krížňanského príkrovu, 5 vzoriek z veľkobockej jednotky, 1 vzorka z heľpianskeho mezozoika a 1 vzorka z föderatskej jednotky), ktorej predbežné výsledky tu predkladáme. Podobnú analýzu vo Východných Alpách vykonal Behrens (1973); na Slovensku sa doterajšie výskumy sústredili len na sedimentologický a sedimentárno-petrologický výskum (Marschalko a Pulec, 1967).

Skúmané vzorky možno petrograficky zaradiť medzi živcové a litické droby. Zložené sú prevažne z jemnozrnných až strednozrnných zŕn kremeňa, živcov (K živcov a plagioklasov), litických úlomkov a pelitického matrixu. Podľa objemu a charakteru uvedených prevažujúcich komponentov možno usudzovať, že hlavným zdrojom siliciklastického detritu boli granitoidy. Medzi litickými úlomkami sa ojedinele vyskytujú úlomky vulkanického skla, beta-kremeňov z ryolitu a zriedkavo aj litoklasty s ofitickou štruktúrou. Identifikované boli tiež silicity (1x s ihlicou silicispongie). Analýza ťažkých minerálov ukázala, že vzorky vykazujú výraznú prevahu zirkónu (17 – 72 %) a apatitu (0 – 55 %). Z ďalších minerálov sa najčastejšie vyskytuje turmalín (4 – 35 %), granát (0 – 32 %) a rutil (0 – 12 %). Pomerne málo (pod 3 %) sú zastúpené minerály titanit, staurolit, chrómspinelidy, silimanit, distén a epidot. V piatich vzorkách sa objavil aj obyčajný amfibol (vo vzorkách z Jánskej doliny až vyše 12 %). Z uvedeného, ako aj čiastkových výsledkov geochemickej analýzy niektorých minerálov vyplýva, že zdrojová oblasť bola z väčšej časti tvorená granitoidnými horninami (zirkón, apatit) a z menšej časti metamorfitmi (granát, staurolit, silimanit, distén, amfibol, väčšina turmalínu a rutilu). Typológia kryštálov zirkónov ukazuje dominanciu typov S17-S19, S22-S24, ktoré sú typické pre granitoidy veporského plutónu typu „Sihla“ a „Ipeľ“ (Határ a Greguš, 1989). Menej zastúpené sú typy S2-S3, S7-S8, ktoré sú blízke väčšine granitoidov jadrových pohorí (Broska a Uher, 1991) a zvyšným typom z veporika (Határ a Greguš, l. c.). Menej sú zastúpené typy P1-P5, ktoré môžu pochádzať z permských kyslých vulkanitov (Broska et al., 1993).

Výsledky analýz poukazujú na to, že ako zdroj siliciklastického materiálu môže byť jednoznačne vylúčené gemerikum (nedostatok granitoidov, malý obsah hornín stredných a vyšších stupňov metamorfózy). Naopak, z dnes odkrytých terénov fundamentu najlepšie vyhovujú horniny tatroveporika, konkrétne granitoidov kráľovohoľského príkrovu a v menšej miere pod ním ležiaceho hronského komplexu, v zjednodušenom členení podľa Klinca (1965). Hlavné depocentrum lunzských vrstiev bolo v hroniku, ktorého pôvodná poloha bola doposiaľ neznáma. Na základe tu uvedených výsledkov sa možno odôvodnene domnievať, že hronikum bolo pôvodne intraveporickým elementom.

Poďakovanie. Výsledky sú príspevkom ku grantom VEGA 2/0195/12, 1/0193/13 a APVV 0212-12.

O. PELECH, J. HÓK and Z. SLOBODOVÁ: **Kinematic analysis of the Veporicum and Hronicum rock complexes within the Sklené Teplice pre-neovolcanic horst basement (Central Slovakia Neogene volcanic field)**

The Sklené Teplice pre-neovolcanic horst basement is cropping out in the central portion of the Neogene volcanic complexes of the Štiavnica stratovolcano. Two tectonic units participate on the geological structure of the Sklené Teplice horst. The Veporicum tectonic unit is composed of the pre-Mesozoic crystalline basement and Mesozoic cover sediments with stratigraphic range from the Lower Triassic to the Lower Cretaceous. The Hronicum tectonic unit

contains the Upper Paleozoic volcanosedimentary complex and Lower to Upper Triassic sediments. Both tectonic units were affected by the Paleoalpine deformation with different kinematics. The sense of displacement of the Veporicum unit is generally from East to West, which is not a typical displacement direction for tectonic units in the Western Carpathians. However, such movement direction was observed as well in the Rázdiel portion of the Tribeč. The movement direction in the Rázdiel portion of Tribeč is ESE–WNW, while in the Sklené Teplice horst area it is ENE–WSW. Presumably, such a kinematic character is result of rotation of structural elements of the Veporic unit due to sinistral transpressional regime in the vicinity of the Pohorelá line located south of the Sklené Teplice horst. Hronicum was thrusted over the Veporicum from SW to NE, which is evident from the orientation of fold axis in the early Triassic formation and overall distribution of the Hronic lithostratigraphic units, with general trend of displacement propagation to the younger stratigraphic portions of the nappe pile from SW to the NE.

Acknowledgements. This work was supported by grant VEGA 1/0587/11.

S. KRÁLIKOVÁ, R. VOJTKO, M. DANIŠÍK, R. SCHUSTER, P. JEŘÁBEK, J. MINÁR a B. FÜGENSCHUH: **Tektono--termálny vývoj kryštalinického fundamentu južného veporika (Západné Karpaty) odvodený z nových geochronologických údajov**

Na základe nových geochronologických údajov, získaných použitím ^{87}Rb-^{86}Sr, FT (fission track), a (U-Th)/He metód a geologických poznatkov, bolo možné odvodiť tektono-termálny vývoj južných zón veporského kryštalinika počas kriedového až neogénneho obdobia. Vymedzených bolo šesť hlavných tektono-termálnych štádií: (1) Obdobie neskorej spodnej kriedy (~120 – 100 Ma), keď bolo veporské kryštalinikum pochované pod paleoalpínsku príkrovovú stavbu do hĺbky okolo ~20 – 30 km a postihnuté metamorfózou v podmienkach fácie zelených bridlíc až amfibolitovej fácie (~350 – 600°C a ~500 až 800 MPa). Alpínska metamorfóza kulminovala v období okolo 100 Ma. (2) Pochovanie veporika bolo neskôr vystriedané jeho exhumáciou počas vrchnokriedového až eocénneho obdobia (~90 – 35 Ma). Tento exhumačný proces je dokumentovaný $^{40}Ar/^{39}Ar$ termochronometrom na sľudách, v čase medzi 90 – 80 Ma, ^{87}Rb-^{86}Sr dátami na biotitoch (80 – 65 Ma), FT údajmi na zirkónoch (ZFT; ~75 – 71 Ma), FT údajmi na apatitoch (AFT; ~63 – 55 Ma) a (U-Th)/He vekom na apatitoch (AHe; ~55 – 31 Ma). Získané geochronologické dáta indikujú rýchle schladnutie kryštalinika počas vrchnej kriedy až paleocénu, ktoré bolo vystriedané pomalšou fázou chladnutia v období paleocénu až spodného eocénu. Exhumácia veporika kulminovala v období vrchného eocénu (bartón). (3) Vrchnoeocénne až spodnomiocénne obdobie (~35 – 20 Ma) súviselo s pochovaním veporika pod vrchnoeocénne až oligocénne sedimenty. Tieto sedimentárne sekvencie s hrúbkou menej ako ~1,5 – 2,0 km sedimentovali priamo na odstrešené veporské kryštalinikum. Došlo tak k pochovaniu a k čiastočnému pretepleniu (~55 – 80 °C) veporského kryštalinika, čo je dokumentované AHe vekom v rozmedzí ~35 až 16 Ma. (4) Obdobie spodného až stredného miocénu (~20 – 13 Ma) súviselo s odstrešením veporika po depozícii vrchnopaleogénnych až spodnoneogénnych sedimentárnych sekvencií. Tento denudačný proces takmer odstránil paleogénne sedimentárne sekvencie ešte pred vytvorením sarmatskej stratovulkanickej stavby. AFT dáta paleogénneho veku dokumentujú, že širšia oblasť južného veporika nebola regionálne výraznejšie preteplená (viac ako ~100 °C) strednomiocénnou termálnou fázou. (5) Obdobie vulkanickej aktivity v centre tisovského intruzívneho komplexu stanovené $^{40}Ar/^{39}Ar$ metódou na stredný miocén bolo potvrdené ZFT vekom ~13 Ma. (6) V neogénnom až kvartérnom období došlo k finálnej exhumácii veporika (~11 – 0 Ma). Intenzívne denudačné procesy počas posledných 10 Ma boli dokumentované oderodovaním najmenej 1 000 m hrubého materiálu vulkanosedimentárnych hornín patriacich vrchnej stratovulkanickej stavbe tisovského stratovulkánu. Na túto relatívne mladú (pliocén až kvartér), avšak nie príliš intenzívnu exhumáciu poukazujú aj zachované planačné povrchy v študovanej oblasti.

Poďakovanie. Táto práca bola podporovaná Agentúrou na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy č. APVV-0315-12 a APVV-0625-11 a prostredníctvom Vedeckej grantovej agentúry VEGA č. 1/0193/13.

R. VOJTKO, K. KRIVÁŇOVÁ a S. KRÁLIKOVÁ: **Geologická stavba masívov Dielik a Remetisko (Veporské vrchy)**

Masívy Dielik (971 m n. m.) a Remetisko (886 m n. m.) sa nachádzajú v centrálnej časti Veporských vrchov v blízkosti výrazného horského sedla Zbojská, medzi horskými celkami Klenovského Vepra a Fabovej hoľe. Skúmané územie je situované severozápadne od mesta Tisovec a zaberá juhozápadnú časť tzv. kučelašskej tektonickej trosky, ktorá bola doteraz bielym miestom na geologickej mape Slovenska.

Z geologického hľadiska je oblasť zaujímavá pre svoju zložitú geologickú stavbu. Tvorená je niekoľkými tektonickými jednotkami, ktoré boli podrobne zmapované a zaznamenané v novej geologickej mape študovaného územia. Najspodnejšou tektonickou jednotkou je kryštalinikum južného veporika tvorené rôznymi typmi granitoidných hornín hercýnskeho veku. V ich bezprostrednom nadloží sa nachádza vrchnopermská až vrchnotriasová siliciklasticko-karbonátová sukcesia zaraďovaná do föderatskej obalovej sekvencie (Vojtko, 2000, 2003). Veporikum je alpínsky duktilné deformované a metamorfované s výraznou penetračnou metamorfnou foliáciou často sprevádzanou tokovými vráskami a lineáciou roztiahnutia (Plašienka, 1993). V príkrovovej pozícii na južnoveporskej sekvencii je lokalizovaná novovyčlenená tektonická jednotka, ktorá bola zaradená na základe litostratigrafie a tektonickej pozície do furmaneckej jednotky karbónskeho veku (Plašienka a Soták, 2001). Vrchná paleoalpínska príkrovová stavba územia je tvorená anchimetamorfovaným až nemetamorfovaným prevažne karbonátovým komplexom muránskeho príkrovu, ktorý je tvorený siliciklastickým súvrstvím spodného triasu s ryolitovým vulkanizmom. Vyššia časť príkrovu pozostáva prakticky len zo stredno- až vrchnotriasových karbonátov gutensteinského a wettersteinského typu (cf. Klinec, 1976; Vojtko, 2000). Paleoalpínska príkrovová stavba je prikrytá v oblasti sedla Zbojská a doliny Furmanec paleogénnymi sedimentmi Horehronskej (Breznianskej) panvy, zaraďovanými do vrchnej časti spodného oligocénu (Soták et al., 2005). V juhovýchodnej časti študovaného územia (oblasť Bánova) sa nachádzajú prieniky andezitov s akcesorickým granátom almandínového zloženia sarmatského veku (cf. Konečný et al., 2011), patriacich k tisovskému intruzívnemu komplexu.

Regionálne najvýznamnejšou zlomovou štruktúrou je SZ – JV orientovaný tisovský zlom, ktorý ohraničuje kučelašskú tektonickú trosku zo severovýchodnej strany. Z tektonického hľadiska je územie charakterizované asymetrickým grabenom, vytvoreným pozdĺž SV – JZ orientovaného zlomu. Pozdĺž neho zaklesol SZ blok, na ktorom sa zachovali aj vyššie tektonické jednotky. Generálne je geologická stavba mierne sklonená smerom na juhovýchod a východ, len v oblasti vyššie spomínanej zlomovej štruktúry sa výrazne zostrmuje, miestami nadobúda až vejárovú stavbu.

Poďakovanie. Táto práca bola podporovaná Agentúrou na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy č. APVV-0315-12 „Alpínsky tektonotermálny vývoj a exhumačná história vnútorných zón Západných Karpát“ a prostredníctvom Vedeckej grantovej agentúry VEGA č. 1/0193/13 „Tektogenéza mladopaleozoických a mezozoických sekvencií veporsko-gemerského pásma (Západné Karpaty)“.

J. LITTVA and J. HÓK: **Neotectonic character of the northern margin of the Ďumbierske Tatry Mts. and the Revúca-Korytnica fault system**

The Ďumbierske Tatry Mts. (DTM) are situated in the middle part of the Central Western Carpathians. Investigation was focused on

northern foothills of the DTM and western termination of the DTM deliminated by the Revúca – Korytnica Fault System (RKFS). The report presents compilation of the former relevant studies and their synthesis with a new results.

The western boundary of the DTM is defined by the well-known RKFS. The Revúcka dolina valley located on this fault system is distinctively linear. The valley is oriented in the NNE–SSW direction, with tributaries oriented in the WNW–ESE direction. Distribution of the Quaternary sediments in the valley is strongly asymmetrical with almost all deposits of the Quaternary being confined to the left side. An abundance of the terraced-mound travertine (according to the classification of Hancock et al., 1999) confirms neotectonic character of the aforementioned RKFS. Two general directions prevail in the spatial distribution of travertine mounds as well as their orientation: the NNE–SSW direction an thed WNW–ESE direction. This result is further cemented by two distinctive joint sets, that orientation correlates with the above mentioned directions. Several authors consider the northern boundary of the DTM to be non-tectonic. According to them, the rock sequencew of the DTM dip under the sediments of the Central Carpathian Paleogene Basin (CCPB) of the adjacent Liptovská kotlina Basin. The report strongly disputes this opinion. There are multiple lines of evidence suggesting that northern boundary of the DTM is in fact a tectonic one. Evidence is supported by a data from variety of analyzes including, but not exclusively limited to travitonics, speleotonics, morphotectonics, structural geology, hydrogeology, borehole data and geophysics. Therefore, we suggest that boundary between the DTM and the Liptovská kotlina Basin is delimited by three systems of concave faults: the Ružomberok-Sliače fault, the Lupča-Poruba fault and the Ján-Východná fault. The faults bear features indicative of neotectonic activity including the Váh river asymmetric terrace pattern. In addition to that, the faults and terraces are systematically intersected by younger faults oriented generally in the N–S direction. Overall it can be deduced, that significant change in the stress field occurred during the Quaternary. The evidence suggests that extension oriented generally in N–S direction was prevalent during the Pliocene and Lower Pleistocene. This extension was subsequently replaced by the E–W extension during the Upper Pleistocene to Quaternary.

Acknowledgement. Research was supported by VEGA grant 1/0587/11. We thank Equis Ltd. for providing us with basic documentation.

M. KOHÚT: **Miocénno-pleistocénna enigma exhumácie pohoria Žiar**

Pohorie Žiar je jedno z najmenších jadrových pohorí v Západných Karpatoch (ZK), tvoriace typickú morfologickú hrasť medzi Hornonitrianskou a Turčianskou kotlinou. Hoci toto pohorie bolo druhým jadrovým pohorím v ZK (po Malých Karpatoch; Beck a Vetters, 1904), ktoré malo publikovanú svoju regionálnu geologickú mapu v mierke 1 : 75 000, ako aj monografické vysvetlivky (Vetters, 1909), z pohľadu regionálneho geologického výskumu stálo mimo hlavnej pozornosti špecialistov po dlhé desaťročia. V „generálkovom“ období bolo pohorie Žiar mapované J. Húsenicom, M. Maheľom a A. Bielym (mezozoikum), kým kryštalinikum zdokumentoval A. Klinec v roku 1956. Po publikovaní Generálnej geologickej mapy ČSSR v roku 1967 sa odborný záujem viac orientoval na okolité kotliny, ktorých výskum bol zavŕšený regionálnymi geologickými mapami v mierke 1 : 50 000 (Gašparík et al., 1993; Šimon et al., 1997).

Keď na začiatku 90. rokov zmeral J. Kráľ prvé stopy po štiepení uránu „fission track“ z apatitov (AFT) granitických hornín Žiaru s vekom medzi 53 a 46 Ma, stalo sa toto pohorie etalónom raného výzdvihu medzi jadrovými pohoriami tatridnej časti ZK (Kováč et al., 1994). Autori predpokladali, že už v eocénnom období bolo toto kryštalinikum v hĺbke približne 5 km vychladnuté na 100 °C. Neskôr (Danišík et al., 2007, 2008; Kohút a Danišík, 2007) modernejšou metodikou s využitím AFT a tiež FT zo zirkónov (ZFT) preukázali existenciu alpínskej metamorfózy v tatridnom kryštaliniku ZK, keďže ZFT zo Žiaru poskytli vek medzi 110 a 90 Ma, indikujúc tak, že v období strednej kriedy bolo kryštalinikum Žiaru prekryté mezozoickými príkrovmi, pochované do hĺbky, kde teplota presiahla 210 °C, a teda bolo metamorfované minimálne v anchizonálnych podmienkach, ako aj AFT z identických granitoidov priniesli evidencie mladšej oligocénnej exhumácie sokla pohoria Žiar medzi 34 až 24 Ma. Termálne modelovanie (Danišík et al., l. c.) preukázalo aj uplatnenie stredno-miocénnej termálnej udalosti v tomto pohorí.

Pri súčasnom mapovaní tohto pohoria v rámci novej regionálnej geologickej mapy pohoria Žiar v mierke 1 : 50 000 autor príspevku na mnohých miestach kryštalinika, ale aj mezozoika v hrebeňovej časti pohoria zistil systematickú prítomnosť okruhliakov andezitických hornín s rozmermi od 25 cm po 2 cm (väčšina 15 – 7 cm), evidentne dobre opracovaných vo fluviálnom prostredí. Pôvod týchto štrkovitých klastík je zatiaľ neobjasnený, z možných kandidátov ich pôvodu pripadajú do úvahy bádenské štrky lehotského súvrstvia, resp. obdobné klastiká z formácie Kľakovskej doliny a Turčeckej formácie, epiklastiká sarmatsko-panónskeho jastrabského súvrstvia a pliocénno?-pleistocénne štrkovité sedimenty diviackeho súvrstvia. Andezitický charakter obliakov viac-menej vylučuje jastrabské súvrstvie. Je evidentné, že tieto okruhliaky ako pozostatky väčšej sedimentárnej formácie ležia na erodovanom, zarovnanom paleoreliéfe s kaolinickou kôrou zvetrávania. Predpokladáme, že v bádenskom období táto oblasť mohla tvoriť okraj grabenu, kde sa kumulovali vulkanosedimenty z Kremnických vrchov a Vtáčnika. Je síce pravda, že v tomto období sa skôr predpokladá pokračujúca erózia pohoria Žiar, ale je to ostatná možnosť kumulácie takýchto vulkanoklastík v danej oblasti, ináč by sme museli pripustiť výraznejšiu inverznú tektoniku v neskoršom období. Nevylučujeme, že značná časť týchto bádenských vulkanoklastík bola redeponovaná z pohoria až na rozhraní pliocénu a pleistocénu do diviackeho kuželeľa, obzvlášť keď existujú indície intenzívneho výzdvihu na pravnianskom zlome v tomto období.

Poďakovanie. Práca bola hradená z prostriedkov MŽP SR – úloha 19 10 Geologická mapa pohoria Žiar v mierke 1 : 50 000.

M. KOVÁČIK, P. LIŠČÁK a A. ŽILKA: **Geologicko-petrografická rekognoskácia havarijného zosunu pri obci Šútovo**

Geologickú situáciu v oblasti zosuvu charakterizuje styk hronického mezozoika a granitoidov tatrika, ako zobrazujú okraje dvoch regionálnych geologických máp (Haško a Polák, 1978; Polák et al., 1997). Problematiku danej štruktúry, ktorá je v istom zmysle regionálnou anomáliou, dokumentujú aj početné vrtné profily, prechádzajúce z triasu hronika priamo do granitoidov tatrika. V širšej oblasti však platí tradičná situácia, kde príkrov hronika spočíva na neokómskych slieňoch krížňanského príkrovu.

Zosuvná zóna obsahuje najmä piesčité elúvium granitoidov a zvyšky alterovaných dolomitov a sivých vápencov gutensteinského typu. Dolomity a vápence v západnej časti zosuvného územia pripomínajú skôr biele wettersteinské typy. Bezprostrednú stykovú zónu granitoidov a hronických karbonátov v súčasnej podobe reprezentuje odlučná šmyková, vo svojej podstate mylonitová plocha v podobe 5 – 15 cm hrubých rozpadavých svetložltých alebo červených bridlíc. Smer sklonu tejto plochy je cca 175 – 185°/36 – 42°, ryhovanie je väčšinou identické s jej max. sklonom. Miestami možno pozorovať aj stáčanie ryhovania, zapríčinené aktuálnym smerom pohybu zosúvajúcej sa masy. Usudzujeme, že táto zóna v hrubých rysoch kopíruje staršiu strižnú zlomovú poruchu, pozdĺž ktorej bolo vyzdvihnuté severne situované kryštalinikum. Z viacerých interpretačných možností sa prikláňame k variantu, že pôvodný zlom prebiehal omnoho strmšie, avšak vplyvom následných tektonických pohybov sa zlom uklonil do súčasnej miernejšej podoby. Takýto rotačný pohyb („tilting“) pripomína mechanizmus paleogénnych listrických zlomov (Marko, 1995), ktoré sa mohli oživovať vo vrchnomiocénno-pliocénnom období (ap FT; Králiková et al., 2011)

počas výzdvihových pohybov malofatranskej oblasti. Nerovnomerná hĺbka vystupovania granitoidov pod karbonátmi hronika, zistená okolitými prieskumnými prácami, naznačuje tektonické komplikácie. Významnú úlohu tu zohráva aj neotektonicky aktívna subvertikálna SSV – JJZ (S – J) zlomová tektonika, pravdepodobne náležiaca revúckemu zlomovému systému, ktorý je mladší ako základná cca V – Z zlomová línia. V (sub)recentnom období sa V – Z poruchové pásmo gravitačne reaktivovalo, čo zapríčinilo lokálnu zmenu blokovej kinematiky a zosúvanie karbonátov do údolia. Potenciál gravitačnej nestability zvyšuje aj postupné zarezávanie údolia Váhu, sprevádzané pokračujúcim výzdvihom pohoria. Súčasná zosuvná štruktúra je nesporne umocnená antropogénnym zásahom – extrakciou horninovej hmoty zo spodných etáží aktívneho kameňolomu.

Zo skríningového petrografického zhodnotenia vyplýva viacnásobné tektono-metamorfné postihnutie. Základné metamorfné premeny dosahujúce max. spodnú zónu fácie zelených bridlíc radíme k alpínskym (kriedovým) procesom. Neskoršie deštrukcie, predovšetkým v podobe zlomových porúch, prebiehali vo vyhranenejších krehkých podmienkach, ich charakter je najlepšie čitateľný v kataklazitoch či mylonitoch granitoidov. Krehké deformácie majú zložitý, polyštadiálny charakter, z orientačného štúdia sa črtajú dve až tri deformačné štádiá. Možno predpokladať úvodnú mylonitizáciu so znakmi smerovej orientácie, ktorá pravdepodobne reprezentuje mikroštruktúrne prejavy V – Z zlomovej zóny, oddeľujúcej karbonáty a granitoidy. Mylonitický materiál obsahuje kremeň; ultrajemnozrnný tektonický íl zastupujú svetlé minerály smektitovej skupiny, ktoré vznikli rozkladom živcov. Červené sfarbenie prepožičiava rozpadavým mylonitickým bridliciam sekundárna limonitizácia. Tieto deformácie neskôr prekrývajú kataklastické poruchy s nízkym stupňom smerovej orientácie. Relatívne najmladšie deštruktívne štádiá sprevádza po mikropuklinách druhotná kalcifikácia. Predpokladáme, že opakované deformácie mylonitovo-kataklastického rázu sa v podstatnej miere formovali počas neoalpínskych pohybov a poruchovej štruktúre vtlačili dominujúcu pečať. Za najpravdepodobnejší horninový prekurzor mylonitických bridlíc v úzkej šmykovej ploche zosuvu považujeme granitoidy.

P. IVAN: **Litostratigrafické členenie paleozoických komplexov na severe gemerika: súčasný stav poznania a existujúce problémy**

Významnou podmienkou pre poznanie príkrovovej stavby sú spoľahlivo definované litostratigrafické jednotky. Oblasťou, kde správne litostratigrafické členenie má kľúčový význam pre pochopenie geologickej stavby, je severný okraj gemerika, typický veľkou litologickou pestrosťou horninových komplexov. A práve v tejto oblasti panuje v otázkach litostratigrafického členenia značne chaotická situácia, keď popri klasickej schéme použitej v geologickej mape gemerika 1 : 50 000 (Bajaník et al., 1983) existuje aj úplne iná schéma, uplatnená v novej mape gemerika 1 : 50 000 (Grecula et al., 2011), a popri nich aj viaceré revízie pôvodných a definície nových litostratigrafických jednotiek. Aktualizovaná schéma litostratigrafického členenia, ktorú tu prezentujeme, predstavuje pokus predložiť geologickej verejnosti schému, ktorá vychádza z kritického zhodnotenia všetkých doterajších poznatkov, vrátane tých najnovších, o horninových komplexoch danej oblasti pri zohľadnení aj širšieho regionálneho kontextu. Pri jej zostavovaní sme vzali do úvahy aj súčasné všeobecné poznatky o tektonickej stavbe a o geodynamickej evolúcii orogénnych pásem.

Na stavbe paleozoika severného okraja gemerika sa podieľajú nasledujúce samostatné litostratigrafické skupiny uvedené v poradí, v akom vystupujú z juhu na sever v súčasnej geologickej pozícii: smrečinská, rakovecká, klátovská, rudnianska, zlatnícka, krompašská, hámorská a ochtinská. Tieto skupiny sa principiálne odlišujú nielen pokiaľ ide o litologickú náplň, ale aj geodynamickými podmienkami vzniku, geochemickým typom prítomných magmatitov, metamorfnou evolúciou a vekom. Smrečinská a rakovecká skupina sú vulkanogénne, resp. vulkanicko-sedimentárne jednotky, ktoré sa sformovali v prostredí otvárajúceho sa riftu. Prítomné metavulkanity majú vnútroplatňový charakter. Spoločným znakom ich metamorfnej premeny sú indície prítomnosti vysokotlakového štádia subdukčnej metamorfózy. Pre vek obidvoch skupín dosiaľ neexistujú relevantné geochronologické údaje. Klátovská skupina predstavuje polymetamorfne prepracovaný spodnokôrový komplex zložitej genézy tvorený prevažne amfibolitmi a ich migmatitizovanými analógmi. Prítomné sú aj enklávy retrogresných eklogitov, metaultramafitov a metakarbonátov. V amfibolitoch sa našli relikty minerálov granulitovej fácie. Klátovská skupina je staršia ako vrchný devón, čo je vek jej migmatitizácie. Rudnianska, rovnako ako hámorská skupina obsahujú výlučne sedimenty vrchnokarbónskeho veku. Zdrojom sedimentov rudnianskej skupiny boli vysokometamorfované komplexy, litologicky zhodné s klátovskou skupinou. Novodefinovaná zlatnícka skupina (Ivan a Méres, 2012) spolu s redefinovanou ochtinskou skupinou (Vozárová, 1996) reprezentujú relikt sutúry variského oceánu, ktorý bol nazvaný ako Pernecký oceán. Zlatnícku skupinu tvoria dve formácie: (1) závistlivecká a (2) grajnárska. Spodná, závistlivecká formácia reprezentuje polymetamorfovanú ofiolitovú melanž s blokmi metamorfovaných gabier, doleritov a plagiogranitov v klastickom matrixe pochádzajúcom z magmatitov ofiolitového aj oblúkového pôvodu. Metamorfná premena zahŕňa aj vysokotlakové štádium subdukčnej metamorfózy. Grajnársku formáciu tvorí príkrov metavulkanitov bazaltového zloženia geochemicky varírujúcich medzi typmi N-MORB/E a MORB/BABB, ktorý vo vrchnej časti obsahuje metapyroklastiká dacitového uloženia a oblúkového pôvodu. Ochtinská formácia, pozostávajúca z (1) hrádockej a (2) ľubenickej formácie, predstavuje metamorfovanú ofiolitovú melanž s blokmi metamorfovaných karbonátov, bazaltov, zriedkavejšie aj gabier a ultramafitov, predstavuje relikt akrečnej prizmy spodnokarbónskeho veku. Najmladšia, permská vulkanicko-sedimentárna krompašská skupina pozostáva z formácií (1) knolskej, (2) petrovohorskej a (3) novoveskej. Metavulkanity zloženia od bazaltov po ryolity majú afinitu k oblúkovému vulkanizmu, ale reálne geodynamické prostredie vzniku je stále otvorenou otázkou.

Práca je súčasťou výskumu prevádzaného v rámci projektu APVV-0212-12.

A. VOZÁROVÁ a J. VOZÁR: **U-Pb vek úlomkov ryolitov z jurskej olistostrómy meliatika vo vrte BRU-1 (brusnícka antiklinála)**

Úlomky ryolitov boli zistené v komplexe hlbokovodných sedimentov jurského veku, patriacich k jednotke meliatika a vystupujúcich v tektonickom podloží vrchnokarbónskych hlbokovodných turbiditov turnaika (turiecke súvrstvie; Vozárová, 1992). Tektonická hranica obidvoch jednotiek bola v profile vrtu BRU-1 zachytená v metráži 598 – 602 m. Podrobná charakteristika obidvoch komplexov sa nachádza v prácach Vozára et al. (1988) a Vozárovej a Vozára(1992). Vek obidvoch komplexov bol doložený biostratigraficky. Na základe konodontov bol preukázaný baškirský vek vrchnokarbónskej sekvencie turnaika (Ebner et al., 1990) a na základe rádiolárií jurský vek meliatskej formácie (kalovej – oxford; Ondrejičková in Vozár et al., 1988).

Podstatná časť jurských sedimentov vo vrte BRU-1 je tvorená olistostrómovou sekvenciou, zloženou z čiastočne serpentinizovaných bazaltov a hrubozrnných polymiktných brekcií. Veľkosť klastov sa pohybuje v rozsahu 1 – 20 cm. Ich zloženie je variabilné: sericitové a grafit-sericitové fylitické bridlice, laminované pieskovce a siltovce, albit-chlorit-sericitové a albit-chloritové bridlice, sericitové kvarcity, kremité fylitické bridlice, úlomky ryolitov a ryolitových vulkanoklastík. Vzácne sú prítomné úlomky kryštalických karbonátov a silne chloritizovaných bázických vulkanitov. V profile vrtu BRU-1 boli zistené intervaly relatívne bohaté na úlomky ryolitov a ich vulkanoklastík. Práve z týchto horizontov sa podarilo získať dostatočné množstvo materiálu, a tak datovať vek magmatických zirkónov. Vek magmatických zirkónov bol určený v izotopovom laboratóriu VSEGEI v Petrohrade na prístroji SHRIMP II.

Zistený U-Pb vek magmatických zirkónov sa pohyboval v rozsahu 461 až 493 mil. rokov. Priemerný vek 487,6 ± 6,5 mil. rokov (MSWD = 0,0081, prob. = 0,93), vypočítaný na základe pomerov $^{206}Pb/^{238}U$ z jedenástich bodov ležiacich na konkordii, zodpovedá spodnému ordoviku, tesne na hranici s najvrchnejším kambriom. Takýto vek magmatických zirkónov bol zistený vo vulkanitoch gelnickej skupiny (Vozárová et al., 2010). Predpokladáme, že zdrojovou oblasťou ryolitových klastov v jurskej olistostróme meliatika z vrtu BRU-1 bola práve oblasť južného gemerika ako súčasť pasívneho okraja meliatskeho oceánu.

Poďakovanie. Práca bola finančne podporená Slovenskou agentúrou pre podporu vedy a výskumu v rámci projektu APVV-0546-11.

Z. NÉMETH a M. RADVANEC: **Štruktúrne a petrologické dôkazy transportu exhumovaných blokov vysokotlakových metamorfitov príkrovom Bôrky z meliatskej sutúry do severogemerickej zóny**

Príspevok sumarizuje tektonické aspekty rekonštrukcie dráhy presunu príkrovu Bôrky do oblasti Dobšinej a Jakloviec v severogemerickej zóne z jeho domovskej oblasti južne od gemerika (rožňavská zóna diskontinuity, obr. 1).

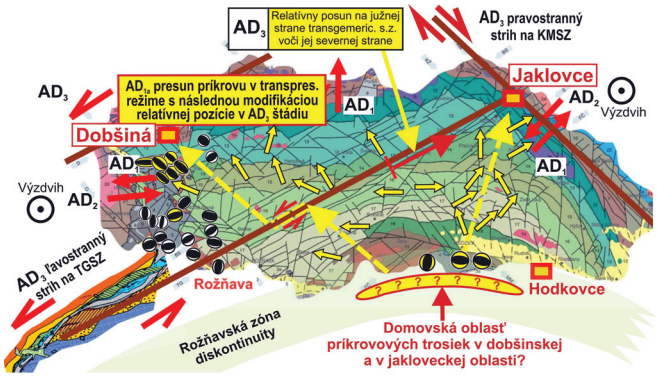
Petrologickým dôkazom alochtónnej pozície príkrovu Bôrky v oblasti Jakloviec a Dobšinej je zistenie existencie blokov vysokotlakových metamorfitov v prostredí mezozoických hornín v zachovalých príkrovových troskách. V oblasti Jakloviec cf. Radvanec et al. (2012), cf. Ivan et al. (2009), Putiš et al. (2011) a v oblasti Dobšinej ide o glaukofanity, granát-pyroxenit, resp. rodingit (Radvanec in Németh a Radvanec, 2013; Ivan a Méres, 2009; Putiš et al., 2012). Tieto vysokotlakové metamorfity potvrdzujú nevyhnutnosť existencie alpínskych subdukčno-exhumačných a obdukčných pochodov, pričom alochtonita mezozoických sekvencií, v ktorých sa nachádzajú, bola doložená už skôr geologickými zisteniami či technickými prácami v oblasti Dobšinej (Zlocha, 1970; Jaroš et al., 1981; Hovorka et al., 1985) a v oblasti Jakloviec nedávnym zistením regionálne signifikantnej štruktúrnej diskordancie a paleopiezometriou (Németh et al., 2012).

Rekonštrukciu kinematiky pojurského presunu segmentov príkrovu Bôrky z juhogemerickej do severogemerickej zóny počas deformačného štádia AD_{1a} (cf. Németh, 2005) sťažuje priestorová redukcia priestoru akrečnej prizmy a jej predpolia (gemerikum) počas nasledujúceho tektonického prepisu severovergentnou transpresnou imbrikáciou v AD_{1b}, ďalej tiež imbrikáciou pri násune gemerika na veporikum v AD_{1c}, ale hlavne pri bočných posunoch na strižných zónach v AD_3. Všeobecne je známe, že priestor, ktorým sa mal príkrov Bôrky severovergentne presunúť, a teda aj dráha presunu sú výrazne modifikované ľavostranným strihom pozdĺž strižných zón SV až JZ priebehu, pričom v gemeriku ide o bočný posun hlavne pozdĺž transgemerického strižného systému (TGSZ; cf. napr. Grecula et al., 1990; Plašienka et al., 1997; Lexa et al., 2003). Keďže na základe sukcesných vzťahov považujeme ľavostranný strih v TGSZ za mladší, ako je presun príkrovu Bôrky, je nevyhnutné pri rekonštrukcii dráhy presunu príkrovu do dobšinskej oblasti počítať s tým, že domovská oblasť tejto príkrovovej trosky je recentne v pozícii juhovýchodne posunutej práve v rozsahu subhorizontálneho strihu v TGSZ.

Ďalšou komplikáciou pri rekonštrukcii dráhy presunu príkrovového telesa pri Dobšinej je sigmoidálny ohyb priebehu západnej časti kontaktnej zóny gemerika s veporikom (obr. 1) v oblasti od Rejdovej po Ochtinú, z pôvodného smeru VSV – ZJZ do smeru ZSZ – VJV, s ktorým je spojené aj korešpondujúce natočenie planárnych a lineárnych štruktúr.

Indikácie kinematiky presunu príkrovu Bôrky do dobšinskej oblasti poskytli aj výsledky deformačnej analýzy obliakov autochtónnych (rožňavské súvrstvie) vs. alochtónnych zlepencov (bučinské súvrstvie) v nižnoslanskej depresii, pričom v prípade autochtónu systematickejší trend nebol zistený. Orientácia osi X v prípade alochtónnych výskytov v príkrovových troskách bola prevažne V – Z (Németh, 1994; Németh et al., 1997). Tento V – Z smer orientácie osi X deformačného elipsoidu sa interpretuje ako zachovalý prejav duktilnej deformácie ešte v rožňavskej zóne diskontinuity, ktorú interpretujeme ako sutúrnu zónu po alpínskych subdukčno-exhumačných pochodoch. V – Z orientácia exhumačnej kinematiky bola zistená aj v prípade príkrovovej trosky v oblasti Dobšinej, ale generálne V – Z až VSV – ZJZ priebeh (318 – 338°) mali aj planárne štruktúry v príkrovovej troske v oblasti Jakloviec, či už išlo o mramory alebo o metamafické horniny. Tým ostro kontrastovali s generálne SZ – JV priebehmi alpínskych štruktúr AD_{1-3} vo východnej stykovej zóne gemerika s veporikom.

Na rozdiel od komplikovanej bočneposuvnej transpresnej kinematiky presunu príkrovu Bôrky do dobšinskej oblasti, na ktorú poukazujú popri deformačných elipsoidoch aj lineárne štruktúry AD_{1a} štádia v juhogemerickej zóne a v západnej časti gemerika (obr. 1, cf. Németh, 2002; obr. 1, ibid.), v prípade presunu príkrovu Bôrky do oblasti Jakloviec lineácie (a-štruktúry) štádia AD_{1a} indikujú generálne priamočiary presun smerom na SSV. Zdanlivú rozdielnosť kinematiky v prípade presunu príkrovu Bôrky do oblasti Jakloviec je možné interpretovať modelom indentora smerujúceho generálne na SSV počas deformačného štádia AD_3 a asociovanej aktivity v transgemerickej (TGSZ; ľavostranný strih) a košicko-margecianskej (KMSZ; pravostranný strih) strižnej zóne, pričom primárna dráha transportu do oblasti Dobšinej bola takto zdanlivo modifikovaná v zóne západného okraja indentora ľavostranným bočneposuvným transpresným charakterom strihu.



Obr. 1. Rekonštrukcia pravdepodobnej dráhy presunu príkrovu Bôrky z centrálnej časti juhogemerickej zóny do oblasti Dobšinej a Jakloviec, modifikovaná strihmi v deformačnom štádiu AD_3, so zohľadnením mikrokinematických indikátorov (cf. Németh, 2002) a výsledkov deformačnej analýzy (Németh et al., 1997). Tektonická mapa gemerika: Grecula et al. (2009), západogemerická ostroha: Németh et al. (1997).

D. PLAŠIENKA: **Horninový transfer v západokarpatskom orogénnom kline – vstupná informácia o projekte**

V októbri 2013 sa na riešiteľskom pracovisku, t. j. na Katedre geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave, začal riešiť štvorročný projekt APVV-0212-12 „Tektonický a sedimentárny transfer horninových komplexov v rastúcom západokarpatskom orogénnom kline“ (akronym Transfer). Projekt je finančne dotovaný Agentúrou na podporu výskumu a vývoja, hoci vzhľadom na rozsah vedeckých cieľov a celkovú výskumnú kapacitu nedostatočne. Projekt má charakter základného geologického výskumu a je zameraný na niektoré nedoriešené problémy stavby a mezozoicko-paleogénneho tektonického vývoja Západných Karpát. Tie sú sústredené najmä okolo úzkych zón s komplikovanou stavbou, ktoré sú považované za oceánske sutúry – neotetýdna (meliatska) medzi centrálnymi a internými Západnými Karpatmi a penninská (váhická) medzi centrálnymi a externými Karpatmi. Čiastkové výskumné témy sa

v rámci meliatskej sutúry týkajú štruktúrneho charakteru turnaika a meliatika, pôvodu ofiolitového aj karbonátového materiálu v jurských tektono-sedimentárnych brekciách, ako aj paleogeografického postavenia, mechanizmov a veku umiestnenia príkrovov hronika a silicika. V oblastiach okolo bradlového pásma sa sústredíme na pôvod materiálu exotických zlepencov, pozíciu senónsko-spodnoeocénnych uložení pribradlovej zóny a na pôvod belickej jednotky v Považskom Inovci. Objasnenie týchto dlhodobo problematických aspektov má za hlavný cieľ zostavenie aktualizovaného syntetického modelu tektonického vývoja Západných Karpát v mezozoicko-paleogénnom období. Metódy výskumu sú zamerané na terénnu štruktúrnu analýzu a mapovanie spojené s odberom vzoriek na analytické litologicko--sedimentologické, biostratigrafické, geochemické, geochronologické a petrologické štúdium. V súčinnosti so spoluriešiteľským pracoviskom – Geofyzikálnym ústavom SAV – sa bude vykonávať paleomagnetický výskum. Do projektu sú zapojení aj študenti PriF UK – doktorandi a sčasti aj diplomanti.

Ľ. KUCHARIČ: **A subject to discussion of some structural elements of the Klippen Belt area and its wider surrounding in terms of geophysical detections**

The Pieniny Klippen Belt represents one of the most prominent tectonic elements of the Western Carpathians. Its role and function in interpretations were from its initial knowledge unchanged, and the doubts about its meaning have not occurred. Over the last two decades the works, related to its depth detection, applying seismic, gravimetric, magnetotelluric and magnetic measurements have incited us to certain corrections, relating to some structural elements of this phenomenon and its development. The paper describes particular aspects that can be interpreted partly differently from various geographical sections of referred structure. We address in particular:

• *A depth range of the Klippen Belt:* A variability in the structure inclination is known, and properly geological interpreted, but based on new results, the depth range of this structure is obviously overestimated. Existing interpretation of the course – especially in seismic and gravimetric picture, is relatively strongly conditioned by the fundamental geological idea. Although this we do not invalidate, the "rooting" of this unit probably will not be as deep as suggested (20 km or more). In our opinion, the Klippen Belt is "a shallow structure", and the function of the boundary between the Carpathians and the Platform should be rather represented by the Carpathian conductivity anomaly (especially in the deeper parts, under the Flysch accretionary prism overthrusts).

• *A presence of Vahicum (Penninicum):* If Vahicum is considered with an oceanic crust, then, in view of its composition, it should exhibit anomalous, or at least increased magnetic field. However, this phenomenon is not registered in the Klippen Belt area. A possible explanation is the assumption that, as a result of compression, Vahicum submerged down into the depths of about 20 km, where would be applied an effect of the Curie temperature, "discarding" magnetic properties of the complex. Magnetic anomalies from known surficial and deep occurrences of the Penninicum have been not recognized here. Instead of the expected Vahicum, a Brunia magnetic signal is detectable at depths of about 3–8 km (in the western branch of the Klippen Belt), often relatively distantly under the Inner Western Carpathians.

• *An origin of positive gravity anomalies:* Despite location of the Klippen Belt in the negative gravitational field, the isolated deep(ier) seated positive gravity anomalies are detected from both sides of the Klippen Belt. Their geological interpretation may open space for the wide discussion about e.g. "Czorstyn ridge", carbonate plate of Hronicum, Triassic carbonates of other units, etc. These objects are documented from the Western branch of the Klippen Belt in the surroundings of Myjava and Stará Turá, Orava region, Pieniny area, and finally, in its Eastern branch – North of the Vihorlat Mts., where an expressive object also occurs.

It should be emphasized that the Klippen Belt due to its linear shape (actually it is a thin 2D structure), its dip, and the absence of rocks with more contrast physical parameters (e.g. lack of the Triassic carbonates – carriers of higher volume densities, respectively the lack of significant conductive or magnetic environment, as well as velocity of seismic waves) is rather problematic to detect by direct way – virtually by any of commonly used geophysical methods. Thus there originates a considerable degree of liberty in interpretation of this structure.

I. PEŠKOVÁ, D. BOOROVÁ, M. POTFAJ and K. ŽECOVÁ: **Geology of the Landrovec and Dahatné klippes (western part of the Pieniny Klippen Belt)**

The Pieniny Klippen Belt (PKB) represents the recent surface contact between the Outer Western Carpathians (OWC) and the Central Western Carpathians (CWC). Recently, the Klippen Belt is a narrow zone with a peculiar intricate internal structure, which is a result of transpressional and transtensional tectonics. The territory of the Landrovec and Dahatné klippes is situated between the Bošácka and Klanečnica valleys, exactly on the PKB/OWC boundary. The tectonic position of the investigated area implies the significant role of tectonics. It follows a several different points of view on the geological settings of the Landrovec Klippe (e.g. Began et al., 1984; Michalík, 1990; Elečko et al., 2008).

The isolated Landrovec Klippe is composed of Upper Jurassic and Lower Cretaceous white and greyish thin-bedded limestones and of greyish and greenish radiolarites and radiolarite limestones. Southern slope of the Landrovec Klippe is built by greyish and greenish spotted limestone and marlstones, similarly as the whole area of the Dahatné Klippe. Began et al. (1984) suggested the greyish and greenish spotted limestones to be Lower Jurassic in age. However, the detail microbiostratigraphic studies revealed the age of the spotted limestones in the range of Upper Jurassic to Lower Cretaceous. It implies the tectonic position of Lower Cretaceous spotted limestones with the sedimentary sequences of white thin--bedded limestones and radiolarites at the Landrovec Klippe.

Towards the north, there is a presence of the tiny and narrow stripes of the Middle Jurassic sedimentary sequences, which are in tectonic contact with the sedimentary flysch sequences of the Biele Karpaty unit (OWC). The distribution of the stripe-scraps could/should have been operated on the sinistral strike-slip subvertical faults, oriented generally in the ENE–WSW direction.

J. SCHLÖGL, A. TOMAŠOVÝCH, D. IVANOVA, B. LATHUILIÈRE, L. VILLIER and M. GOLEJ: **Coral biohermal limestones from pelagic carbonate platforms, case of the Middle Jurassic from the Pieniny Klippen Basin, Western Carpathians**

Unique, several decametres-thick coral reefs (Vršatec Formation) that developed on the Czorsztyn pelagic carbonate platform (eastern part of the Pieniny Klippen Belt – PKB, Western Carpathians) in the Penninic Ocean were assigned to Oxfordian by Mišík (1979), Kochanová (1979), Siblik (1979), and Morycowa and Mišík (2005) on the basis of bivalve and coral fauna. Schlögl et al. (2006) revised the local stratigraphic succession and argued that these reefs are of Bajocian age on the basis of ammonites and on the basis of complete reinterpretation of stratigraphic superposition. Morycowa and Olszewska (2013) recently suggested that foraminifera point to Late Jurassic age. Here, we integrate our own field data and focus on multiple taxa to shed more light on the age controversy and to assess depositional conditions and paleoecology of the coral-reef communities.

Both Bajocian and Oxfordian coral reefs were widespread in epicontinental seas rimming the northern and southern margins of the Tethys (Leinfelder et al., 2002). However, the development of coral reefs on the Czorsztyn Ridge either during the Bajocian or during the Oxfordian is rather surprising. First, Bajocian coral reefs

were not reported from pelagic carbonate platforms in the Tethys, and any new occurrences will thus be informative about coral-reef ecology in such environments. Second, Oxfordian deposits in the Pieniny Klippen Belt, Central Western Carpathians and Easterm Alps record the maximum relative sea level rise. Radiolarites were deposited in troughs, and sedimentation was condensed on the shallow elevations: all Oxfordian facies indicate aphotic conditions.

The Vršatec Formation is formed by white and pinkish coral biohermal framestones, bindstones, and rudstones, locally with bivalves, gastropods, nautiloids, brachiopods, decapods, holothurians, crinoid, ophiuroid and echinoid ossicles, and calcareous sponges. In addition to reef constructors, benthic communities are clearly dominated by species-rich bivalve assemblages. Brachiopods are rather rare and weakly diverse (mainly represented by the genus *Parvirhynchia*). Coral reefs were horizontally replaced by (1) breccias that accumulate at footwall margins of faulted blocks (with clasts formed by biohermal limestones) and by (2) crinoidal limestones. Peribiohermal breccias do not represent fore reef wave-exposed rubble but are comparable to scarp breccia (Aubrecht and Szulc, 2006). The deposition of biohermal limestones was replaced by crinoidal-spiculitic limestones on shallow pelagic carbonate platforms. The thickness of the Vršatec Formation varies from few meters up to more than 70 m.

The Bajocian age of biohermal limestones is supported by ammonites, brachiopods and benthic foraminifers that occur within and above the Vršatec Formation. Dykes and breccia interspaces within the biohermal limestones are locally filled with *Bositra buchi* concentrations and contain common ammonites *Nannolytoceras tripartitum*, with stratigraphic range from the Late Bajocian (*G. garantiana* and *P. parkinsoni* zones) to the Early Bathonian and early Middle Bathonian. Stratigraphic termination of coral-reef limestones is marked by frequent borings and ferrigenous coatings that imply condensation and by abrupt replacement by cross-bedded crinoidal--spiculitic limestones. These crinoidal-spiculitic limestones contain unequivocal Middle Jurassic brachiopods (*Apringia*, *Stolmorhynchia*). The upper boundary of crinoidal limestones never extends beyond the Late Bajocian (*G. garantiana* Zone) in the Pieniny Klippen Belt. The Vršatec Limestone thus clearly pre-dates the *G. garantiana* Zone.

The lower boundary of the Vršatec Formation is poorly constrained but it should postdate the termination of siliciclastic--rich sedimentation on the Czorsztyn Ridge during the *H. discites* Zone. They can be either coeval with significant hiatus at the basis of crinoidal limestones (lowermost Bajocian – *W. laeviuscula* and *S. propinquans* zones) or with the lowermost part of crinoidal limestones (*S. propinquans* Zone).

Assemblages of benthic foraminifera found in the Vršatec Formation are diverse and contain species of genera with hyaline wall (*Spirillina*, *Tethysiella*, *Paalzowella*, *Hungarillina*, *Radiospirillina*, *Lenticulina* and Nodosariidae), dark microgranular wall (*Troglogtella*, *Earlandia*, *Glomospira*, *Planiiinvoluta*), porcelanous wall (*Nubecularia*, *Labalina*, *Ophthalmidium*, *Cornuspira*), agglutinated wall (*Trochammina*, *Verneuilinoides*, *Textularia*, *Valvulina*, *Ammobaculites*) and aragonitic wall (*Epistomina* and *Trocholina*). Such taxonomic composition and diversity is comparable to assemblages from the Bajocian of Jura Mountains and Burgundy only. *Ophthalmidium obscurum*, *O. terquemi*, *Labalina rawiensis* and *Hungarillina media* appear for the first time in the Bajocian, and the first three species are restricted to the Bajocian-Bathonian.

Coral assemblages were described by Morycowa and Mišík (2005). We re-assess the composition of coral assemblages on the basis of new and extensive sampling. The most abundant genera are *Isastrea*, *Periseris*, *Thecosmilia*, *Cladophyllia*, *Dendraraea*, and *Thamnasteria*. Such coral assemblage is quite typical of the Lower Bajocian reefs of France, Luxembourg and Switzerland (Lathuilière, 2000a, b). Five of these genera are also common in the Oxfordian, especially from higher-latitude reefs, but they are represented by morphologically similar but different species in Bajocian and Oxfordian. *Periseris* does not occur in the Upper Jurassic. Morycowa and Mišík (2005) also describe the genus Atelophyllia on the basis of two fragments. We confirm the identification of this genus that was known from the Lower Bajocian of France only. *Dendraraea dendroidea* also implies the Bajocian age (Lathuilière and Gill, 1998). The Bajocian age also explains the absence of some coral taxa that are generally very abundant in Oxfordian reefs.

Acknowledgement. This research was supported by grants APVV 0644-10, APVV 0248-07 and VEGA 2/0068/11.

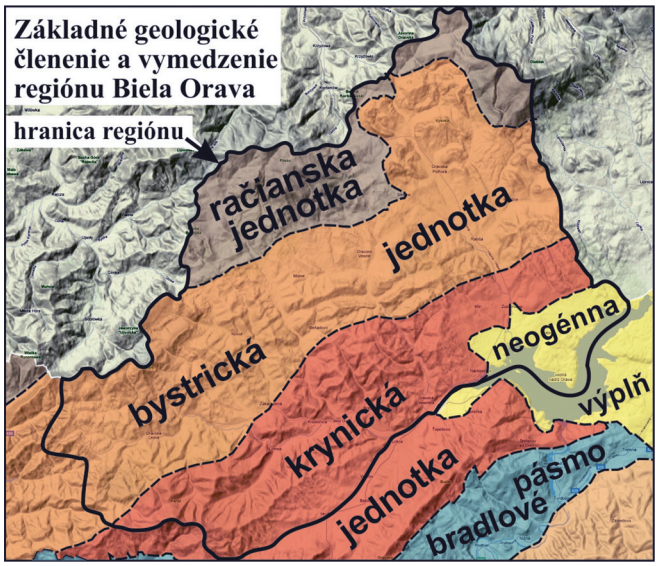
F. TEŤÁK, M. KOVÁČIK, A. NAGY, I. PEŠKOVÁ a S. BUČEK:
Aktuálne geologické poznatky z mapovania regiónu Biela Orava (flyšové pásmo, magurská jednotka)

Od júla 2011 Štátny geologický ústav Dionýza Štúra vykonáva základné geologické mapovanie regiónu Biela Orava (obr.) v rámci zostavovania regionálnych geologických máp Slovenska v mierke 1 : 50 000 s plánovaným ukončením v roku 2016. Plocha regiónu je 662 km^2. Cieľom geologickej úlohy je vykonať regionálny geologický výskum, zostavenie a následné vydanie regionálnej geologickej mapy v mierke 1 : 50 000 a textových vysvetliviek k nej. V súčasnosti sú spracované asi 2/3 územia prevažne v južnej časti regiónu. V regióne Biela Orava sú zastúpené všetky tri tektono-litofaciálne jednotky magurského príkrovu – račianska, bystrická a krynická (obr.). Tvorené sú hlbokomorskými sedimentárnymi sekvenciami flyšového charakteru prevažne paleogénneho veku. V juhovýchodnej časti sú sedimenty magurského príkrovu prekryté neogénnymi sedimentmi oravsko-nowotarskej panvy.

Počas geologického výskumu boli zistené viaceré, zatiaľ v literatúre neopísané alebo len veľmi všeobecne definované, problémy. Vzhľadom na to, že sa terénne práce ešte neskončili, môžeme spomenúť len najdôležitejšie poznatky, ktoré nové geologické mapovanie prinieslo.

V rámci krynickej tektono-litofaciálnej jednotky bude spresnený rozsah a náplň magurského a raciborského súvrstvia. Tiež budú vyčlenené a definované nové litostratigrafické jednotky – vrstvy. Novým bude určenie račovských vrstiev, ktoré z tejto časti dosiaľ neboli známe. Taktiež sme sa stretli s hojným vystupovaním glaukonitových pieskovcov medzi Lomnou a Hruštínom.

V okolí Oravského Veselého bola pozorovaná „bradlová“ stavba bystrickej tektono-litofaciálnej jednotky. Jej prevažnú časť tu tvorí belovežské súvrstvie, v ktorom sú v pásoch rozmiestnené tektonicky izolované šošovky z glaukonitových a drobových pieskovcov. Zaujímavé je časté vystupovanie drobových pieskovcov v južnej časti bystrickej jednotky a ich postupné nahrádzanie glaukonitovými pieskovcami smerom na sever. Nejasným zatiaľ zostáva kontakt



bystrickej a račianskej jednotky vystupujúci na úpätí Pilska a Babej hory. Zdá sa, že od soláňskeho cez belovežské a zlínske súvrstvie (bystrické vrstvy) je jeden vrstevný sled. Ak áno, potom ku ktorej tektono-litofaciálnej jednotke ho zaradiť a kadiaľ viesť hranicu medzi jednotkami?

Novinkou budú značne rozšírené glacifluviálne sedimenty Babej hory a Pilska v rozsahu až niekoľko km^2. Tiež terasové systémy a obrovské množstvo menších či väčších rašelinísk, ktoré demonštrujú zatiaľ málo známy vývoj Bielej Oravy počas posledných dôb ľadových.

Výsledkom geologického výskumu bude výrazná zmena geologickej mapy v celej skúmanej oblasti. Zhoda so staršími geologickými mapami bude len v hrubých rysoch. Snažíme sa rozlišovať litofácie a toto poznanie preniesť do mapy, aby detailne zobrazovala skutočnú geologickú stavbu. Z toho by mala vyplynúť aj nová paleogeografická a tektonická interpretácia geologického vývoja skúmanej oblasti.

L. ŠIMON, V. KOLLÁROVÁ, M. KOVÁČIKOVÁ a B. ŠIMONOVÁ: **Nové výsledky geologického mapovania neogénnych vulkanitov centrálnej časti pohoria Poľana**

Na základe vulkanologického výskumu založeného na geologickom terénnom profilovaní, litofaciálnej analýze, litologicko-petrografickej analýze, mineralogickom výskume, geochemickom výskume a vulkanologickom výskume v závere Hrochotskej doliny v strednej časti pohoria Poľana sme vyčlenili 3 vulkanické formácie, 23 nových vulkanických fácií a 7 typov vulkanických produktov (Šimon et al., 2013). Vulkanické formácie reprezentujú formácia Šútovka, formácia Strelníky a formácia Poľana. Vulkanické fácie reprezentujú lávové prúdy typu Vepor, lávové prúdy typu Poľana, lávové prúdy typu Konce, lávové prúdy typu Brusniansky grúň, lávové prúdy typu Ľubietovský Vepor, extrúzie typu Čierny grúň, intrúzie andezitových a dioritových porfýrov, silly andezitových porfýrov, extrúzie dacitov, lávové prúdy dacitov, chaotické brekcie pyroklastických prúdov, autochtónne pyroklastické horniny, redeponované pyroklastické horniny, epiklastické vulkanické brekcie a epiklastické vulkanické pieskovce. 7 hlavných vulkanických produktov reprezentujú intrúzie, extrúzie, lávové prúdy, uloženiny pyroklastických prúdov, uloženiny napadaných pyroklastík, uloženiny redeponovaných pyroklastík a uloženiny epiklastických vulkanických hornín. Vulkanický vývoj produktov stratovulkánu Poľana bol zaznamenaný v období vrchný báden až stredný sarmat. Vulkanická stavba je zložitá, závislá od charakteru zlomovej tektoniky. Vulkanické produkty územia sa uložili v bádene ako formácia Šútovka na báze vulkanického komplexu. Vulkanické produkty formácie Poľana prítomné na študovanom území sa uložili v sarmate v centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu Poľana.

M. BOŠANSKÝ, O. PELECH, I. DOSTÁL, D. KUŠNIRÁK, R. PUTIŠKA a J. HÓK: **Geofyzikálno-geologický výskum štruktúry Hranty belickej jednotky v seleckom bloku Považského Inovca**

Prítomnosť šupín vrchnokriedových sedimentov belickej jednotky uprostred svorového kryštalinika v seleckom bloku Považského Inovca je v rámci geologickej stavby Západných Karpát výnimočná. Vekové ohraničenie, ako aj štruktúrna pozícia z nich robia jedinečné miesto na štúdium vonkajšieho konvergentného okraja centrálnych Západných Karpát (CZK) v povrchnokriedovom období. Výskum sekvencií belickej jednotky je sťažený ich pomerne malým povrchovým rozšírením a nedostatočnou odkrytosťou, čo je aj hlavným dôvodom rôznoznačnej interpretácie ich štruktúrneho postavenia.

Vrchnokriedová sekvencia prítomná v hrebeni medzi kótou Čierny vrch a kótou Inovec v lokalite Hranty, ktorá je predmetom toho výskumu, predstavuje štruktúrne najvyšší a najvnútornejší výskyt belickej jednotky v rámci CZK. Existujú dve interpretácie jej postavenia, buď ako obnažené šupiny, resp. tektonické okná vystupujúce spod svorového kryštalinika (Plašienka, 1995), alebo synklinály uprostred kryštalinika (Ivanička et al., 2011).

Merania elektrickej odporovej tomografie prebiehali na 4 profiloch v elektródovom usporiadaní dipól-dipól nad štruktúrou vrchnej kriedy vyplývajúcou z mapového podkladu. Interpretácia 2D inverzného modelu a následné spojenie 4 profilov do 3D modelu nám na základe kontrastu odporových vlastností medzi horninami svorového kryštalinika a vrchnokriedovými sedimentmi belickej jednotky umožnila objasniť geometriu aj štruktúrnu pozíciu tejto šupiny belickej jednotky. Internú stavbu však z dôvodu značnej komplikovanosti nemožno na základe dostupných informácií bližšie definovať.

Možno konštatovať, že vrchnokriedové sekvencie netvoria hrubší súbor sedimentov ponárajúci sa do hĺbky, ale predstavujú do 90 m hrubé teleso ležiace na kryštaliniku, s ktorým sú spoločne zvrásnené. Vrásovo-násunová stavba je modifikovaná mladšou zlomovou tektonikou pravdepodobne neogénneho veku.

Poďakovanie. Táto práca vznikla s finančnou podporou grantov UK/532/2013, VEGA 1/0095/12, VEGA 2/0067/12, VEGA 1/0587/11, APVV-0194-10 a APVV-0212-12.

A. LAČNÝ: **Výskum vrásových štruktúr v západnej časti príkrovu Slovenskej skaly (turnaikum)**

Príkrov Slovenskej skaly je jednou z troch podjednotiek turnaika (turniansky príkrov s. s., príkrov Slov. skaly, martonyský príkrov). Od iných jednotiek v oblasti Slovenského krasu sa turnaikum odlišuje najmä hlbokovodnejším charakterom súvrství od pelsónu vyššie, napr. oproti siliciku, kde prevládajú platformové fácie, a zároveň je väčšina turnaika postihnutá anchimetamorfózou (Mello et al., 1997). Od ostatných podjednotiek turnaika sa príkrov líši najmä litofaciálnou náplňou a rozdielnym stupňom metamorfózy (Mello et al., 1997). Aj v samotnom príkrove Slovenskej skaly možno nájsť odlišnosti v stavbe jednotlivých šupín, resp. synklinál (Gaál a Mello, 1983). V minulosti bola šupina Slovenskej skaly podmienečne zaradená k silickému príkrovu (Mello in Bajaník et al., 1983). Až po realizácii vrtu BRU1 v brusníckej antiklinále, v ktorom sa pod paleozoickými sekvenciami našli sedimenty obsahujúce jurské rádiolária (Ondrejíčková, 1992), musela byť stavba jednotiek v oblasti prehodnotená. Vozárová a Vozár (1992) definovali na základe nových poznatkov vo vrte dve tektonické jednotky – meliatikum a turnaikum. Príkrov Slovenskej skaly bol podľa týchto výskumov zaradený do turnaika.

Terénny výskum vrásových štruktúr v západnej časti príkrovu Slovenskej skaly bol realizovaný v okolí obcí Hrušovo, Striežovce, Potok, Lipovec a Rovné a prebiehal metódou merania mezoskopických štruktúrnych prvkov (vrstvovitosti, kliváží, ramien a osí vrás). Mapovanie prebiehalo najmä v spodnotriasových sedimentoch bodvasilašského a szinského súvrstvia. Bodvasilašské súvrstvie s hrúbkou 400 až 600 m (Vass et al., 1986) je tu zastúpené jemnozrnnými pieskovcami a bridlicami. Vo vyšších častiach s pribúdaním karbonátovej zložky plynule prechádza do szinského súvrstvia. Už z pohľadu na geologickú mapu Rimavskej kotliny a priľahlej časti Slovenského rudohoria (Elečko et al., 1985) sú v oblasti evidentné synklinálne (sásanská a rybnícka synklinála) a antiklinálne (brusnícka antiklinála) štruktúry, ktoré boli v neskoršej fáze ešte tektonicky zošupinovatené. Vrásovú stavbu s osami orientovanými generálne v JZ – SV smere pozorujeme aj v mezoskopickej mierke. Vrásy sú otvorené až zovreté, pričom najmä zovreté vrásy sú miestami výrazne asymetrické. Z nameraných sklonov vrásových ramien sa však okrem typickej severnej, resp. SZ vergencie vrás vyskytuje taktiež aj juhovergentná, resp. JV orientovaná vergencia s rôznym sklonom vrásových rovín. Najmä juhovergentnú stavbu si zatiaľ nevieme v oblasti vysvetliť. Takto orientované vrásy tvoria takmer polovicu z nameraných dát. Vejárovitá stavba nie je pravdepodobná, keďže sa juhovergentné a severovergentné štruktúry v priestore vyskytujú nesystematicky. Juhovergentné štruktúry nie sú iba dominantou turnaika, zistili sa aj v horninách meliatika neďaleko Držkoviec. Okrem štruktúr generovaných pri SZ – JV kompresii evidujeme, najmä na základe kliváže so smerom približne SSZ – JJV, ešte jednu, menej výraznú a pravdepodobne mladšiu udalosť. Indikujú to aj vypočítané β osi vrás, ktorých časť nie je v horizontálnej polohe, ale sa premietajú

do pásu v smere JZ – SV. Môže ísť v tomto prípade o Z – V kompresiu, resp. transpresiu. Podobné štruktúry pozorujeme aj v komplexoch silicika a meliatika a nie je vylúčená ich spojitosť so sinistrálnou transgemerskou strižnou zónou (Lexa a Schulmann, 2003). Nie je však vylúčený ani iný mechanizmus vzniku týchto štruktúr.

Poďakovanie. Príspevok bol vypracovaný s podporou projektov VEGA 1/0193/13, APVV-0212-12 a VEGA 1/0712/11.

Z. PULIŠOVÁ: **Paleonapäťová analýza zlomového porušenia a tektogenézy Žiarskej kotliny**

Žiarska kotlina patrí medzi vnútrohorské kotliny centrálnych Západných Karpát. Je morfotektonickou súčasťou stredoslovenského zlomového systému (Kováč a Hók, 1993). Zo severu a severovýchodu ju obklopujú Kremnické vrchy, z juhu a z juhovýchodu Štiavnické vrchy a zo západu pohorie Vtáčnik. Proti okolitým pohoriam je obmedzená zlomami. Z nich najvýznamnejšie sú zlomy orientované v smere SV – JZ až SSV – JJZ. Predterciérne podložie kotliny je budované ipoltickou skupinou tektonickej jednotky hronika, v podloží hronika ležia mezozoické horniny fatrika a tatrika. Neogénnu výplň kotliny tvoria hlavne produkty andezitového a ryolitového vulkanizmu veku báden až pont. Nad nimi ležia piesky, štrky a fluviálne sedimenty pliocénneho až kvartérneho veku.

Podložie Žiarskej kotliny tektonicky subsidovalo v intervale medzi obdobím bádenu až pontu. Za najstaršiu tektonickú udalosť sa považuje pravdepodobne vrchnobádenská – spodnosarmatská kompresia pôsobiaca v smere ZSZ – VJV, ktorá bola zistená v najstarších horninách – andezitoch spodnobádenského (?) veku. Počas spodného až stredného sarmatu sa kompresia postupne zmenila na transpresiu. Kompresná zložka paleonapätia v tomto období pôsobila v smere SSV – JJZ a extenzná zložka v smere ZSZ – VJV. V priebehu vrchného sarmatu až panónu sa transpresný režim menil na transtenzný, kde kompresná zložka paleonapätia zrotovala do smeru SV – JZ a extenzná zložka do smeru SZ – JV. Táto extenzia začala pôsobiť už vo vrchnom bádene a spôsobila otváranie Žiarskej aj Turčianskej kotliny (Konečný et al., 1983; Kováč et al., 2011). Na konci obdobia panónu nastupuje extenzný tektonický režim, charakteristický extenziou pôsobiacou v smere ZSZ – VJV. Najmladšie záznamy tejto extenzie sú opísané z hornín jastrabskej formácie (vrchný sarmat – spodný panón). Keďže v mladších horninách už pôsobenie extenzie rovnakého smeru zaznamenané nebolo, je z toho vyvodený jej panónsky vek. Hlavná fáza subsidencie Žiarskej kotliny podmienená tektonicky sa teda odohrala v období sarmatu až panónu, keď pôsobil paleonapäťový režim transtenzie až extenzie. Počas pliocénu extenzia rotovala do smeru SSZ – JJV. Najmladšou zistenou tektonickou udalosťou bola SV – JZ až VSV – ZJZ orientovaná extenzia, zaznamenaná v štrkoch a pieskoch banskobystrického súvrstvia (pliocén). Pôsobenie rovnakej extenzie zistili aj Kováč et al. (2011) v Turčianskej kotline, ktorí jej vek kladú na hranicu pliocén/pleistocén. Dôkazom panovania extenzného režimu v Žiarskej kotline počas tohto obdobia je aj prítomnosť sedimentov trubínskeho súvrstvia (vrchný panón – pont), ktoré sú na západe kotliny obmedzené zlomom smeru SSV – JJZ oproti vulkanitom bádenu až spodného sarmatu.

Aktivity košickej pobočky Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 2013

The activities of the Slovak Geological Society, branch Košice, in 2013

Zoltán Németh[1] a **Roman Farkašovský**[2]
[1]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice
[2]Ústav geovied, Technická univerzita v Košiciach, Park Komenského 15, 040 01 Košice

Abstract: *Two scientific geological seminars, held in the State Geological Institute of Dionýz Štúr (ŠGÚDŠ), as well as one field seminar, were organized by the Slovak Geological Society (SGS), branch Košice, in 2013. First – afternoon geological seminar Actual results of geological and environmental projects researched by the geologists from Košice – was held on 8. April 2013, being co-organized with the Slovak Association of Economic Geologists. The scientific program of the seminar consisted of 7 presentations, divided into three sections. Second seminar – Eastern Slovakia – Geological setting and geological factors of environment, held on 11. November 2013 and being organized by ŠGÚDŠ, SGS and Slovak Association of Engineering Geologists, represented an introductory event to the Week of Science and Technology in Slovakia. Four lectures related to biostratigraphy, hydrogeology and regional geology were followed with presentation of the geological setting of Mont Blanc massif and two weeks lasting trekking through the Helveticum of Mont Blanc as well as Penninicum, rimming it from the south-east. Field seminar on 16. June 2013 presented to its participants the complicated tectonic setting of the Veporic crystalline basement and its cover in the segment of the Rolová shear zone in the Čierna hora Mts.*

Key words: *scientific seminars, field seminar, State Geological Institute of Dionýz Štúr, Slovak Geological Society, Veporicum, Rolová shear zone, Eastern Slovakia*

Košická pobočka Slovenskej geologickej spoločnosti (SGS) zorganizovala v roku 2013 dve prednáškové popoludnia – 8. apríla 2013 a 11. novembra 2013 – a tiež terénny seminár v centrálnej časti pohoria Čierna hora na SZ od Košíc – 16. júna 2013.

Prezentácie obidvoch prednáškových popoludní, ktoré sa uskutočnili v prednáškovej sále Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra (ŠGÚDŠ) v Košiciach, sa vyznačovali vysokou odbornou úrovňou prezentovaných tém, ale tiež neformálnou atmosférou odborných diskusií, ktoré zahŕňali aj spoločenský aspekt prehlbovania kontaktov a spolupráce košických geovedcov.

Spoluorganizátorom prednáškového popoludnia 8. apríla 2013 *Aktuálne výsledky geologických a environmentálnych projektov*

1



2



3



4



5



6



7


SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ
SGS
Košická pobočka Slovenskej geologickej spoločnosti usporiada
Terénny seminár - geologickú túru
po Rolovskej strižnej zóne
Termín geol. túry:
16. 06. 2013 (nedeľa)
Trasa:
Rolova Huta - Bujanov
- Ružín
Doprava:
7:35 Košice -
Margecany zast.
Os. vl. 7806
13:55 Ružín - Košice
Os. vl. 7815
Kontakt:
roman.farkasovsky@tuke.sk
zoltan.nemeth@geology.sk
Rolova Huta
Bujanov 756m
Rolova Huta
326m
stúpanie: 473m
klesanie: 499m
Ružín
300m
dĺžka trasy 7,6 km
Bujanov
Ružín

riešených košickými geológmi bola Slovenská asociácia ložiskových geológov (SALG). Odborný program (obr. 1 – 3) pozostával zo 7 prednášok, členených do troch blokov. V závere seminára informoval **J. Slavkovský** o blížiacich sa 15. Európskych dňoch baníkov a hutníkov v Košiciach.

V prvom tematickom bloku, venovanom *environmentalistike*, **K. Čechovská, Ľ. Tuček** a **J. Derco** prezentovali optimalizovanú metodiku získavania zrážaného uhličitanu vápenatého karbonatizáciou odpadových materiálov po tepelnom spracovaní vápenca. **Ľ. Kovaničová, Ľ. Tuček** a **P. Bajtoš** uviedli možnosti odstraňovania rizikových zložiek z banských vôd aplikáciou geologických a odpadových materiálov.

V bloku *regionálnej geológie a tektoniky* **M. Kováčik** a **J. Bóna** informovali o nových poznatkoch z faciálno-sedimentologického výskumu na hranici krieda – paleogén v antiklinoriálnom pásme Malého Bukovca (duklianska jednotka). Nové poznatky biostratigrafického výskumu vo vrte VTO-14 Nová Vieska pri Bodrogu (východné Slovensko) boli náplňou prednášky **K. Žecovej** (obr. 2), **J. Kobulského** a **Ľ. Gazdačka.** V závere prednáškového bloku uviedli **Z. Németh** a **M. Radvanec** tektonické a petrologické evidencie o záverečných fázach hercýnskej konvergencie, kolízie a prvopočiatkov pokolízneho vývoja v oblasti rakoveckej geosutúry.

Tretí prednáškový blok, zaoberajúci sa problematikou *ložiskovej geológie a počítačovej vizualizácie geologických dát,* pozostával z dvoch prednášok. V prvej prednáške širší kolektív autorov **P. Bačo, J. Bašista, K. Együd, J. Komoň, M. Repčiak** a **J. Tözsér** uviedol prehľad aktuálnych prieskumných území na drahokovovú mineralizáciu v prostredí východoslovenských neovulkanitov a tiež najnovšie výsledky z prieskumu tejto mineralizácie vo východnej časti Vihorlatských vrchov v oblasti Hlivíšť a Ruskej Bystrej. Aplikáciou programu Google SketchUp s priestorovým zobrazením banských diel **Z. Bačová** a **P. Bačo** umožnili virtuálnu „prechádzku" po tokajských vinných pivniciach pri Viničkách s názornou prezentáciou mnohých vulkanologických fenoménov neogénneho ryolitového vulkanizmu.

Tradičné jesenné prednáškové popoludnie zorganizované ŠGÚDŠ, SGS a Slovenskou asociáciou inžinierskych geológov (SAIG) 11. novembra 2013 (obr. 4) bolo úvodným geovedným košickým podujatím *Týždňa vedy a techniky na Slovensku,* spojeným s *Dňom otvorených dverí na košickom pracovisku ŠGÚDŠ*. Program pozostával zo širšieho záberu geovedných tém. V úvode **K. Žecová** prezentovala nové biostratigrafické výsledky zo zlínskeho súvrstvia z územia Nízkych Beskýd. V úvode prednášok z hydrogeologickej problematiky **N. Bačová** podala regionálny prehľad o jednotlivých genetických typoch minerálnych vôd flyšového pásma Západných Karpát. V nasledujúcej prednáške aplikácia katiónových a silikátových geotermometrov **B. Fričovským** a **L. Tometzom** umožnila tvorbu koncepčného hydrogeochemického modelu nízkoentalpickej hydrogeotermálnej štruktúry elevácie Bešeňová – Liptovská kotlina. V regionálnej a tektonickej prednáške **Z. Németh** a **M. Radvanec** uviedli ojedinelý prípad príkrovovej trosky serpentinitov pri Dobšinej, obsahujúcej tri bloky vysokotlakových metamorfitov, vyexhumovaných do prostredia serpentinitov ešte v domovskej oblasti v juhogemerickej zóne a prenesených severovergentne sa presúvajúcim príkrovom až do severogemerickej zóny.

Záver jesenného prednáškového popoludnia patril popularizačnej prednáške **Z. Németha** a **P. Bajtoša** o geologickej stavbe a hydrogeologických pomeroch masívu Mont Blanc a trase ich dvojtýždňového pešieho putovania *Tour du Mont Blanc (TMB)*, ktorá je optimálnou trasou nielen pre oboznámenie sa s kryštalinikom helvetika, ale aj s penninikom lemujúcim helvetikum od juhovýchodu.

Obidva semináre košickej pobočky SGS, v roku 2013 zorganizované v spolupráci s ŠGÚDŠ, SALG a SAIG, sa zaradili k tradičným úspešným odborným a spoločenským podujatiam geovednej komunity na východe republiky. Abstrakty podstatných prezentácií sú zaradené za týmto úvodným reportážnym príspevkom.

Terénny seminár SGS 16. 6. 2013 oboznámil účastníkov s komplikovanou tektonickou stavbou a plastickou deformáciou hornín kryštalinika a jeho obalu v segmente ***rolovskej strižnej zóny*** medzi bývalými obcami Rolova Huta a Ružín v pohorí Čierna hora (segment veporika vystupujúci východne od gemerika). Morfologicky veľmi členitý terén medzi vetviacimi sa ramenami Ružínskej vodnej nádrže a kótou Bujanov (756 m n. m.) kládol na účastníkov a ich fyzickú kondíciu vysoké nároky predovšetkým pre nevyhnutnosť strmého výstupu o takmer 500 výškových metrov a rovnako strmého zostupu na pomerne krátkej trase. Napriek náročnosti táto geologická túra aj vďaka vynikajúcemu odbornému výkladu **R. Farkašovského,** optimálnemu počasiu a malebnosti krajiny (obr. 5 – 7), bola účastníkmi hodnotená veľmi pozitívne a bola inšpiráciou pre zorganizovanie podobných geologických túr aj v ďalších rokoch.

◀ **Obr. 1. a 3.** Účastníci prednáškového popoludnia SGS-SALG v košickom regionálnom centre ŠGÚDŠ 8. apríla 2013.

Figs. 1. and 3. Participants of SGS-SALG geological seminar held in ŠGÚDŠ, Regional Center Košice, on 8. April 2013.

Obr. 2. K. Žecová v dynamickej prezentácii o výsledkoch biostratigrafického výskumu vo vrte VTO-14 Nová Vieska pri Bodrogu.

Fig. 2. Dynamic presentation of K. Žecová about results of biostratigraphic investigation in the borehole VTO-14 Nová Vieska pri Bodrogu.

Obr. 4. Účastníci prednáškového popoludnia ŠGÚDŠ-SGS-SAIG v košickom regionálnom centre ŠGÚDŠ 11. novembra 2013.

Fig. 4. Participants of the ŠGÚDŠ-SGS-SAIG geological seminar held in ŠGÚDŠ, Regional Center Košice, on 11. November 2013.

Obr. 5. Účastníci terénneho seminára SGS o rolovskej strižnej zóne po prekonaní prevýšenia 473 m v najvyššom bode exkurznej trasy – kóte Bujanov (756 m n. m.).

Fig. 5. Participants of the SGS field seminar about the Rolová shear zone after overcoming the elevation 473 m in the highest point of excursion route – the altitude point Bujanov (756 m a. s. l.).

Obr. 6. Terénny seminár poskytol scenerický výhľad aj smerom na SZ na rameno Ružínskej vodnej nádrže, hlboko zarezané v kryštaliniku pohoria Čierna hora. Morfologická členitosť terénu v tejto oblasti bola spôsobená priebehom rolovskej strižnej zóny a tiež následným krehkým rozblokovaním masívu kryštalinika.

Fig. 6. The field seminar provided sceneric view also northwestward on the branch of Ružín water reservoir, deeply cut in the crystalline basement of the Čierna hora Mts. Morphological diversity in this area was caused by the course of the Rolová shear zone, as well as subsequent brittle fracturing of the crystalline massif.

Obr. 7. Upútavka na terénny seminár o rolovskej strižnej zóne informovala o geologicky aj krajinársky veľmi zaujímavej trase.

Fig. 7. The leaflet, propagating the field seminar about the Rolová shear zone, has informed about geologically valuable route with interesting landscape.

Abstrakty z prednáškového popoludnia ŠGÚDŠ-SGS-SALG 8. 4. 2013

K. ČECHOVSKÁ, Ľ. TUČEK a J. DERCO: **Získavanie zrážaného uhličitanu vápenatého karbonatizáciou z odpadových materiálov po tepelnom spracovaní vápenca**

Príspevok poukazuje na možnosti prípravy zrážaného uhličitanu vápenatého z odpadového materiálu po termickom spracovaní vápencovej suroviny spôsobom karbonatizácie, t. j. pôsobením oxidu uhličitého (CO_2) na vhodnú zložku odpadového materiálu za vzniku karbonátov s možnosťou ich využitia v rôznych odvetviach hospodárskej sféry, napr. ako anorganické plnivo v priemysle výroby papiera, plastov, gumy, farieb a podobne.

Pri realizácii experimentálnych výskumných prác boli simulované vybraté parametre v laboratórnych podmienkach tak, aby sa zistili možnosti a potenciál fixácie CO_2 na vhodné zložky vstupného odpadového materiálu s následným získavaním zrážaného uhličitanu vápenatého metódou minerálnej karbonatizácie vo vysokotlakovom reaktore.

V zmysle Lisabonskej stratégie krajín EU vyplýva požiadavka urýchlenia transferu výsledkov vedy a výskumu (vzťahuje sa aj na zachytávanie, ukladanie a skladovanie oxidu uhličitého) do praxe tak, aby získané poznatky boli čo najskôr uplatňované v hospodárskej a spoločenskej praxi. Výsledky laboratórnych skúšok viazania sa CO_2 na vhodné zložky odpadových materiálov metódou karbonatizácie vo vysokotlakovom reaktore podstatne prispejú k definovaniu reakčných parametrov fixácie oxidu uhličitého v mriežkach novovzniknutých neškodných tuhých minerálnych zložiek – karbonátov, pričom získané údaje môžu byť východiskové pre navrhovanie technologických schém (realizačných projektov) v modelovom, poloprevádzkovom a prevádzkovom meradle pre podniky, ktoré budú musieť nevyhnutne znižovať emisie CO_2.

Ľ. KOVANIČOVÁ, Ľ. TUČEK a P. BAJTOŠ: **Odstraňovanie rizikových zložiek z banských vôd prírodnými geologickými a odpadovými materiálmi**

Toxické prvky sa vylúhovaním mobilizujú z objektov po banskej činnosti do hydrosféry a stávajú sa tak súčasťou potravinového reťazca. Problémy s toxickými kovmi z ekologického hľadiska narastajú, sú zložité a doposiaľ málo preskúmané. Znečistenie prostredia býva lokálne s rozličným pomerom zastúpenia jednotlivých toxických kovov a foriem výskytu. Z toho dôvodu si riešenie problematiky vyžaduje individuálny prístup.

Nájdenie účinných a ekonomicky efektívnych technológií umožní zlepšenie environmentálneho stavu lokalít postihnutých banskou činnosťou a zamedzí šíreniu kontaminácie z nich do širšieho okolia. Navyše umožní vo väčšej miere využívať banské vody ako zdroje úžitkovej, prípadne pitnej vody. Hodnotené boli dve lokality – Sirk (Dolnosirkovská odvodňovacia štôlňa) a Smolník (Pech šachta).

Banská voda Dolnosirkovskej štôlne má mierne kyslú reakciu, vysokú mineralizáciu a Ca-Mg-SO_4 typ vody. Charakteristická je zvýšená koncentrácia železa a mangánu. Ich súčet dosahuje 10 – 28 % podielu z látkového množstva katiónov. Zo stopových prvkov dosahujú merateľnú koncentráciu **As, Co, Ni** a **Zn.** Vo vzorke vody dosiahla koncentrácia **As 23 μg · l^{-1}** (NMH pre pitnú vodu je 10 μg · l^{-1}) a **Ni 706 μg · l^{-1}** (NMH = 20 μg · l^{-1}). Limity pre pitnú vodu výrazne presiahli aj obsah **Mn 263 mg · l^{-1}** (medzná hodnota MH 0,05 mg · l^{-1}) a **Fe 156 mg · l^{-1}** (MH = 0,2 mg · l^{-1}).

Na banskej vode z lokality Sirk boli testované sorbenty na báze zeolitu, bentonitu, perlitu, odpadový produkt z výroby vápenca, polovypálený dolomit, glaukonit, odpadový produkt z úpravy lignitu a zmesné sorbenty. Sorpčné skúšky sa realizovali najprv v laboratórnych podmienkach a po výbere vhodného typu a množstva sorbentu, ktorým sa znížil obsah toxických prvkov na hodnotu požadovanú NV, boli realizované sorpčné skúšky priamo v teréne, pričom sa sledovalo zastúpenie toxických katiónov vo vode pred a po sorpcii a účinnosť sorpcie. Obsah katiónov vo vode po sorpcii: **Mn** od 0,01 do 0,071 mg/l, **Fe** od 0,022 do 0,119 mg/l, **Ni** od 0,002 do 0,003 mg/l a **As** od 0,001 do 0,003 mg/l. Účinnosť sorpcie sa pohybovala od 96,43 do 99,98 %.Všetky skúmané kontaminanty boli po sorpcii znížené na hodnoty odporúčané NV.

Cez šachtu Pech sú odvádzané banské vody zo zatopeného banského diela do Smolníckeho potoka. Voda má výrazne kyslú reakciu, pH 3,82, nevyhnutná je jej acidifikácia. Hlavnými kontaminantmi sú Fe, Mn, Al, Zn, Cu a As. Sorpčné skúšky realizované v laboratórnych podmienkach boli zamerané na výber vhodného druhu sorbentu a úpravu pH prostredia. Pri kyslej banskej vode z tejto lokality boli najlepšie sorpčné vlastnosti zistené pri použití kombinovaného sorbentu, tzn. zmes vápenca, ktorý upraví pH prostredia a zabezpečí zrážanie katiónov Fe a Mn a zeolitu z lokality Pusté Čemerné. Koncentrácia všetkých skúmaných kontaminantov bola znížená na odporúčanú hodnotu. Obsah katiónov vo vode po sorpcii: **Fe** od 0,019 do 0,059 mg/l, **Mn** od 0,002 do 0,054 mg/l, **Al** od 0,090 do 0,310 mg/l, **Zn** od 0,003 do 0,019 mg/l, **Cu** od 0,012 do 0,029 mg/l, **As** od 0,001 do 0,003 mg/l. Účinnosť sorpcie sa pohybovala od 97,66 do 99,99 %.

M. KOVÁČIK a J. BÓNA: **Nové poznatky z faciálno-sedimentologického výskumu na hranici krieda – paleogén v antiklinoriálnom pásme Malého Bukovca (duklianska jednotka)**

Lupkovké súvrstvie je najstaršou litostratigrafickou jednotkou duklianskej jednotky v slovenskej časti Západných Karpát. Nejednoznačná definícia tohto súvrstvia (hlavne široký stratigrafický rozsah) viedla k jeho detailnejšiemu štúdiu v antiklinoriálnom pásme Malého Bukovca (údolie Uličky severne od Topole). Nové výsledky geologického mapovania, faciálno-sedimentologického a biostratigrafického štúdia preukázali, že sedimentácia lupkovského súvrstvia v antiklinoriálnom pásme Malého Bukovca prebiehala v mladšom kampáne až mástrichte (Žecová et al., 2011). Na základe získaných poznatkov boli v najvrchnejšej časti lupkovského súvrstvia vyčlenené topoľské vrstvy (mladší mástricht). Uvedené vrstvy definujeme ako nižšiu litostratigrafickú jednotku (vrstvy, resp. člen) medzi lupkovským a nadložným cisnianskym súvrstvím už tam, kde sa náhle vo vrchnej časti lupkovského súvrstvia začínajú objavovať vrstvy (resp. súbory vrstiev) pieskovcov hrubé niekoľko metrov, prípadne desiatok metrov. V rámci vrstvového sledu topoľských vrstiev sa teda striedajú litofácie lupkovského a cisnianskeho typu. Študovaná bola tiež spodná časť cisnianskeho súvrstvia (mástricht – paleocén?).

Sedimentologickým výskumom vo vybraných profiloch bolo stanovených 10 litofácií (Pickering et al., 1986; Stow et al., 1996). Dominantné zastúpenie v obidvoch súvrstviach majú organizované litofácie triedy C (pieskovcovo-ílovcové dvojice). Menšie zastúpenie majú pieskovcové litofácie (trieda B) a sporadicky sa vyskytujú litofácie triedy D (prachovcovo-ílovcové dvojice), triedy A (zlepence, resp. zlepence gradované do pieskovcov) a triedy F (deformované a chaotické sedimenty fosílnych zosuvov).

Pre hlavnú časť lupkovského súvrstvia je charakteristická prítomnosť hrubých až veľmi hrubých vrstiev stratifikovaných a gradovaných pieskovcovo-ílovcových dvojíc (litofácie C2.1 a C2.1a). Oveľa menšie zastúpenie majú veľmi tenké až stredne hrubé vrstvy pieskovcovo-ílovcových dvojíc (litofácie C2.2 a C2.3). V najvyššej časti lupkovského súvrstvia (topoľské vrstvy) majú opäť prevahu litofácie triedy C (hlavne C2.1 a C2.1a), avšak výrazný podiel získavajú aj pieskovcové litofácie triedy B (B1.1 a B2.4).

Litofaciálne najpestrejším je cisnianske súvrstvie, v rámci ktorého bolo zistených všetkých 10 litofácií. Dominantné zastúpenie

v ňom majú pieskovcovo-ílovcové (trieda C, najmä C2.1, C2.2) a pieskovcové litofácie (trieda B, najmä B2.4, menej B1.1 a sporadicky B2.2). Lokálne je prítomná zlepencovo-pieskovcová litofácia A2.3, prachovcovo-ílovcová litofácia D2.1 a zosuvné telesá (litofácia F2.1).

Na základe známych poznatkov o procesoch prebiehajúcich v hlbokovodnom prostredí a o charaktere vyššie definovaných litofácií vznikli študované sedimenty hlavne depozíciou z koncentrovaných hustotných prúdov a turbiditných prúdov s. s. (Mulder a Alexander, 2001) alebo ich kombináciou. Tieto prúdy boli sprevádzané pomalým hemipelagickým, resp. pelagickým usadzovaním. Hemipelagity a pelagity však v rámci študovaných profilov neboli zistené ako samostatné vrstvy. Osobitnou litofáciou sú polohy deformovaných a chaoticky usporiadaných vrstiev pieskovca a ílovca, ktoré interpretujeme ako fosílne zosuvy (litofácia F2.1).

V rámci študovaných profilov sme vyčlenili 5 litofaciálnych asociácií (LA1 až LA5), ktoré sú charakteristické pre jednotlivé stavebné elementy hlbokovodného depozičného systému (Mutti a Normark, 1987, 1991). Charakter a zloženie jednotlivých litofaciálnych asociácií sú odlišné v lupkovskom a cisnianskom súvrství, čo dokazuje, že tieto súvrstvia vznikli v odlišných, aj keď geneticky príbuzných prostrediach podmorského vejára. Pre lupkovské súvrstvie sú hlavne charakteristické distálne litofácie, ktoré sedimentovali na bazénovej planine alebo v okrajovej časti lalokov. Topoľské vrstvy majú proximálnejší charakter (stredné a distálne časti lalokov) a pozvoľne do nadložia prechádzajú do cisnianskeho súvrstvia, ktorého litofácie sa pravdepodobne ukladali v prostredí distribučných kanálov, agradačných valov a v medzikanálových priestoroch spoločne tvoriacich strednú časť podmorského vejára.

Pri sedimentologickom štúdiu profilov a geologickom mapovaní boli získané aj dáta o smere a orientácii sedimentárnych štruktúr spodných vrstvových plôch. Prevažne ide o prúdové stopy a vlečné ryhy, ktoré sú bežne prítomné na báze pieskovcových vrstiev patriacich najmä do litofaciálnej triedy C. Smer paleoprúdových indikátorov bol korigovaný vzhľadom na vrstvové plochy, ktoré boli reštaurované do horizontálnej polohy. Získané údaje sú vo všeobecnej zhode so staršími poznatkami o smeroch paleoprúdenia v lupkovskom a cisnianskom súvrství (Koráb a Ďurkovič, 1978), preukázali sme však aj určité rozdiely medzi týmito súvrstviami. V lupkovskom súvrství pozorujeme generálny trend paleoprúdenia z VSV na ZJZ s rozptylom k ZSZ a JZ. V cisnianskom súvrství je väčší rozptyl hodnôt paleoprúdenia, generálne je však smer podobný ako v lupkovskom súvrství – z VSV na ZJZ, ale s miernym pootočením na JZ.

Postupné pribúdanie piesčitej frakcie do nadložia a smer paleoprúdenia v jednotlivých súvrstviach poukazujú na pravdepodobnú progradáciu študovaného depozičného systému z VSV na ZJZ.

K. ŽECOVÁ, J. KOBULSKÝ a Ľ. GAZDAČKO: **Nové poznatky biostratigrafického výskumu vo vrte VTO-14 Nová Vieska pri Bodrogu (východné Slovensko)**

V rámci litologického a biostratigrafického výskumu územia východne od Zemplínskych vrchov sa zistili nové údaje o zaradení neogénnych a mezozoických sedimentov. Táto problematika bola riešená v rámci projektu Aktualizácia geologickej stavby problémových území Slovenskej republiky v mierke 1 : 50 000, s názvom témy Litologicko-biostratigrafické prehodnotenie mezozoických a neogénnych súvrství východne od Zemplínskych vrchov.

V južnej časti územia sa na základe biostratigrafického vyhodnotenia sedimentov z vrtu VTO-14 pri Novej Vieske pri Bodrogu vyčlenili pod kvartérnymi sedimentmi neogénne súvrstvia. Ide o senianske (pliocén – panón), stretavské (spodný sarmat) a lastomírske súvrstvie (vrchný báden), pod ktorým sú vrchno- až strednobádenské vulkanické komplexy: ryolitové vulkanoklastiká typu ako „Viničky“ (vrchný báden), komplex andezitových, dacitových extruzív typu „Brehov – Somotor“ (vrchný – stredný báden) a komplex ryodacitových tufov typu „Luhyňa – Kašov – Cejkov“ (vrchný báden – stredný báden), ktorý diskordantne nasadá na obalové sedimenty vrchnej a strednej kriedy? zemplinika.

Vulkanický komplex augitických a hyperstenicko-augitických andezitov a podložný komplex ryodacitových tufov s úlomkami a xenolitmi andezitov možno korelovať so strednobádenským extruzívno-intruzívnym komplexom pri obci Zemplín, vzdialeným od vrtu iba 2,5 km, a s pochovaným vrchno- až strednobádenským stratovulkánom pri Zatíne, ktorý je iba 10 km SV od vrtu VTO-14.

Sedimentárny súbor obalových mezozoických súvrství zemplinika sa rozčlenil na štyri makrocykly, z ktorých 1. makrocyklus má prevažne zlepencový vývoj, 2. makrocyklus má pelitický vývoj a spodnejší 3. a 4. makrocyklus je zastúpený prevažne peliticko-psamitickým vývojom sedimentov. Na základe dát z petrografického výskumu polymiktné zlepence a pieskovce majú množstvo obliakov nielen z kryštalinika, ale obsahujú aj karbónske a permské sľudnaté pieskovce a mezozoické vápence, podobné tým, ktoré boli zistené v zempliniku.

Z hĺbky 845 m až 1 020 m boli zistené spoločenstvá vápnitého nanoplanktónu vrchnej kriedy, ktorá bola preukázaná na základe zastúpenia druhov *Micula staurophora* (Gardet) Stradner, *Micula swastica* Stradner et Steinmetz, *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina a *Microrhabdulus undosus* Perch-Nielsen, ktoré poukazujú na vrchnokriedový vek.

Nižšie, od 1 020 do 1 145 m boli zistené len spoločenstvá, v ktorých boli zastúpené druhy vápnitého nanoplanktónu len veľmi ojedinele. Z tejto hĺbky bol zistený druh *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, ktorý má široké stratigrafické rozšírenie – od strednej jury do vrchnej kriedy. Zastúpenie tohto druhu poukazuje na mezozoický vek sedimentov.

Na základe nových poznatkov z biostratigrafie patrí 1. makrocyklus a nadložný neúplný mezocyklus do vrchnej kriedy. Podobne aj vrchná časť 2. makrocyklu je začlenená do vrchnej kriedy, 3. makrocyklus je evidentne mezozoický a vzhľadom na plynulú sedimentáciu je možné ho zaradiť do vrchnej až strednej kriedy?.

Podrobný biostratigrafický výskum spoločenstiev vápnitého nanoplanktónu preukázal, že v hĺbkovom intervale 840 m až 1 145 m sú zastúpené sedimenty vrchnej kriedy a nie vrchného karbónu (stefan C – D) a spodného permu, ako to bolo prezentované v starších prácach (Kobulský et al., 1989).

Z. NÉMETH a M. RADVANEC: **Tektonické a petrologické evidencie o záverečných fázach hercýnskej konvergencie, kolízie a prvopočiatkov pokolízneho vývoja v oblasti rakoveckej geosutúry**

Zadefinovanie rakoveckej geosutúry v prostredí vnútorných Západných Karpát (Németh, 2002) bolo príspevkom do diskusií o priebehu západného pokračovania Paleotetýdy (napr. Hsü a Bernoulli, 1990; Plašienka et al., 1997; Stampfli et al., 2002; Natalïn a Sengor, 2005), pretože v niektorých interpretáciách je os sutúry po Paleotetýde kladená externe (severne) od alpsko-karpatského orogénneho systému.

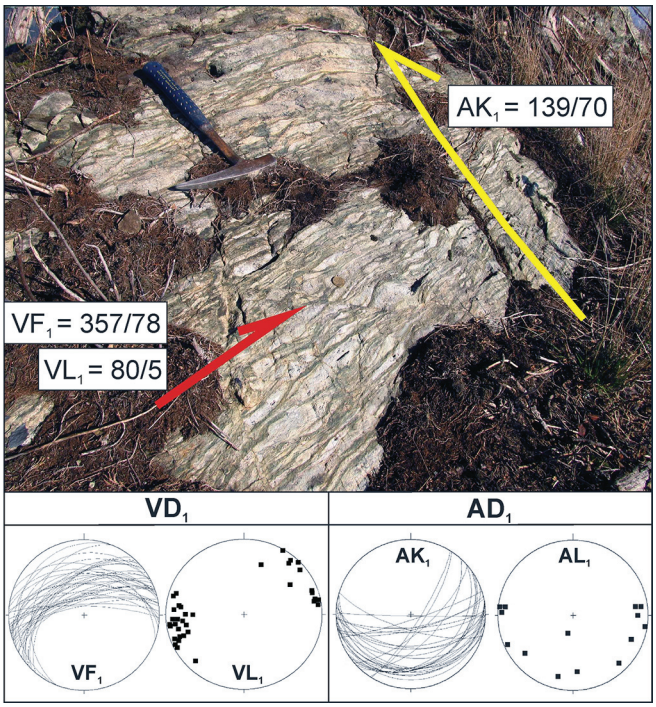
Nami interpretovaná os variskej exhumácie v línii Ostrá (1014) – Babiná (1278) – Šajby (1095) v západnej časti severogemerickej zóny (západne od Hnilca; s veľmi reálnym ďalším výskytom fragmentov tejto sutúry ďalej na východ od Grajnára až do oblasti klátovského amfibolitového telesa vo východnej časti severogemerickej zóny) je doložená kinematikou exhumácie, zvyšovaním deformačného gradientu od tektonického podložia a nadložia smerom k osi sutúry a hlavne prítomnosťou exhumovaných blokov vysokotlakovo metamorfovaných hornín (až v eklogitovej fácii; Radvanec in Németh a Radvanec, 2013) v uvádzanej línii.

Hercýnska (variská) konvergencia spätá s uzatváraním tohto segmentu Paleotetýdy, ktorej dôsledkom bola aj transpresná exhumácia blokov vysokotlakových metamorfitov reverzným pohybom v subdukčnom kanáli a následná kolízia (VD_1), je doložená kinematickými indikátormi v mezo- a mikromeradle. Vek tejto tektogenézy bol určený skorším datovaním zirkónu metódou

SHRIMP (Putiš et al., 2009). Zirkón sa v metagabre vyskytuje vo všetkých troch skúmaných lokalitách. Vyskytuje sa v matrixe a zistil sa aj v podobe inklúzií v rozpadovej zmesi ilmenitu a rutilu/anatasu, čo indikuje jeho súčasnú magmatickú kryštalizáciu spolu s pôvodným zrnom „ferropseudobrookitu", ktorého rozpadom ilmenit a rutil/anatas vznikol. Vyseparovaný zirkón z odkryvu metagabra na Ostrej je zonálny a prizmatický. Jedno zrno zirkónu kryštalizovalo v úzkom rozsahu od 351 do 347 mil. rokov a určilo magmatický vek kryštalizácie metagabra v spodnom karbóne (mississip). Druhé rovnako veľké a prizmatické zrno zirkónu je mladšie a kryštalizovalo oddelene od staršieho spodnokarbónskeho zirkónu. Stred druhého zirkónu má 313 mil. rokov (vrchný karbón) a okraj tohto zrna dorastal v perme 261 mil. rokov. Zistený vek obidvoch generácií prizmatického zirkónu je konkordantný (l. c.).

V západnej časti rakoveckej geosutúry je dominantný stredný sklon metamorfnej bridličnatosti VF_1 k S až SZ. V reologicky mäkkých horninách (produktoch a redepozitoch extruzívneho bazaltového vulkanizmu pelitickej až psamitickej zrnitosti) je typická celoobjemová rekryštalizácia a lineárna stavba VL_1 priebehu generálne ZJZ – VSV. Zóna kót Ostrá – Babiná – Šajby je charakteristická tiež výskytom exhumovaných blokov protomylonitov až ultramylonitov metagabier (obr. 1), pričom v niektorých prípadoch majú exhumované bloky oválny tvar bez systematicky prestupujúcich štruktúrnych prvkov z variskej orogenézy a indikujú rotačný pohyb exhumujúceho telesa.

V lokalite Delava-Peklisko, ktorá reprezentovala plošne malý segment v prostredí hornín gelnickej skupiny, situovaný na JV od obce Hnilec cca 2 km na juh od rozhrania rakoveckej a gelnickej skupiny, bol zistený výskyt variského vysokotlakovo metamorfovaného gabra s prejavmi mladšieho permského termického prepisu (generovanie pargasitického amfibolu v extenzných mikroštruktúrach). V odkryvoch sivých pieskovcov či acidných vulkanitov v tomto segmente a jeho



Obr. 1. Dva typy štruktúr dominujúcich v osovej časti rakoveckej geosutúry: duktilná mylonitová stavba variského deformačného štádia VD_1 s foliačnými plochami sklonenými k severu až severozápadu a lineáciou generálne k východu s dextrálnym charakterom exhumácie (vrch na VJV) je penetrovaná krehkou severo- až severozápadnevergentnou klivážou alpínskeho deformačného štádia AD_1. Odkryv mylonitu metagabra na hrebeni medzi kótami Babiná (1278) a Šajby (1095).

okolí sme zaznamenali len mladšie prestupovanie alpínskou klivážou AK_1 sklonenou k juhu až k juhovýchodu. Bloky vysokotlakovo metamorfovaného metagabra z rakoveckej geosutúry v gelnickej skupine v lokalite Delava-Peklisko interpretujeme v príkrovovej pozícii. Keďže ide o výskyt na svahu hlboko zarezaného údolia rieky Hnilec medzi kótami Surovec (1205) a Pálenica (1115), značný erozívny zrez zastrel primárny vzťah príkrovovej trosky oproti jej tektonickému podložiu – gelnickej skupine, takže podrobnejšie informácie o kinematike presunu variského obdukčného príkrovu v štádiu VD_1 v prípade tohto výskytu nebolo možné získať. Naše petrologické zistenia ale dokladajú, že tu sa vyskytujúce metagabro korešponduje s metagabrom v exhumovaných blokoch priamo v rakoveckej geosutúre v línii Ostrá – Babiná – Šajby, ale odlišuje sa od nich intenzívnejším permským termickým postihom v súvislosti s neďalekým permským (poexhumačným, pokolíznym) granitom v masíve Pálenice. Práve generovanie tohto granitu a s ním spojené spočiatku severovergentné odstrešovanie (275 – 262 mil. r.; Radvanec et al., 2007) považujeme za evidenciu prvopočiatkov pokolízneho vývoja v rakoveckej geosutúre. Pokračujúce juhovergentné odstrešovanie v štádiu VD_2 (262 – 216 mil. r., l. c.) bolo už indikáciou nástupu alpínskej evolúcie a vzniku mezozoického bazénu situovaného južne od gemerika.

Z. BAČOVÁ: **Aplikácia programu Google SketchUp pri priestorovom zobrazení banských diel: príklad z tokajských vínnych pivníc pri Viničkách**

Oblasť vystupuje v juhovýchodnej časti Zemplínskych vrchov patriacich do Matransko-slanskej oblasti. Teleso má charakter mierne modelovaného pahorku, po obvode s vystupujúcimi kótami, ktoré majú strmšie svahy do vonkajších okrajových častí. Vnútorná časť (povrchová) má charakter náhornej rovne. Banské diela (vinné pivnice) sú vyhĺbené v podloží ryolitového extruzívneho telesa Borsuk (kóta 267 m n. m.), ktoré je tvorené horizontom vulkanoklastických hornín ležiacich na predterciérnom podloží.

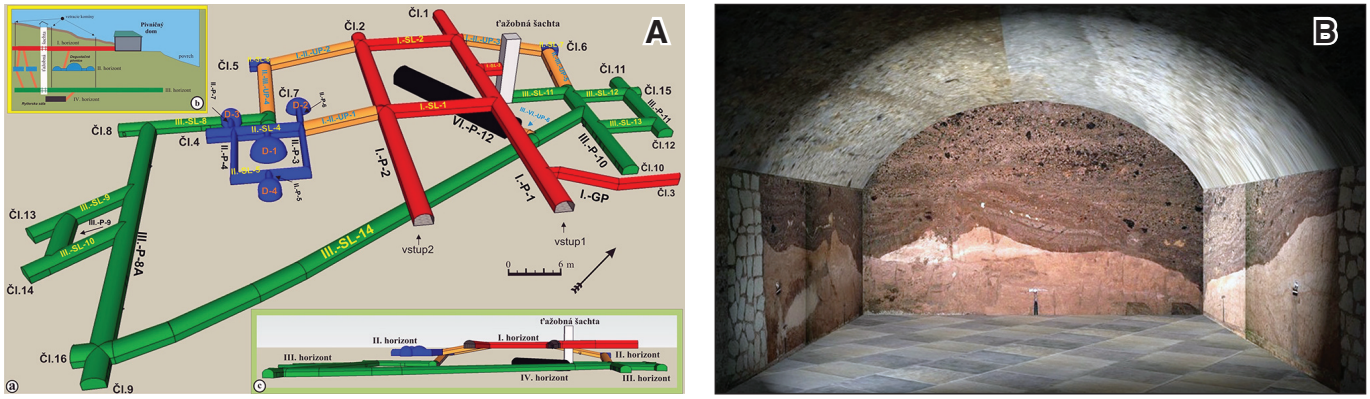
Vyrazené banské diela sú vo vzťahu k úložným pomerom vulkanoklastických hornín charakterizované ako prekopy, sledné chodby, úpadnice, ťažobná šachta a „dómy".

Na vytvorenie 3D modelu banského diela „Pivnica Viničky" bol použitý technický výkres banských prác, ktorý bol vyhotovený a dopĺňaný počas razenia banských diel. Po vyrazení boli tieto banské diela výškovo zamerané geodetickou firmou LUPO-GEO, s. r. o., Trebišov. Následne boli z technického výkresu digitalizované zoskenované banské diela.

Na vytvorenie modelu pivnice bol použitý 3D modelovací program SketchUp (pôvodne produkt firmy @ Last Software, teraz Google Inc.) pre jeho jednoduchosť pri tvorbe 3D objektov. Je to 3D modelár určený najmä pre koncepčné fázy návrhu, spája filozofiu skicovania ceruzkou s rýchlosťou a flexibilitou moderných digitálnych technológií. Jeho trojrozmerný dizajn a modelovacie prostredie umožňujú kresliť obrysy objektov dvojrozmerným spôsobom. V dvojrozmernom priestore sú potom plochy ľahko a intuitívne vytláčané alebo vyťahované pomocou nástrojov do trojrozmerných objemov a tvarov. Výstupy z programu môžu byť uložené vo formáte .jpg, .bmp, .tif, .png a tiež .eps, .dfx, .pdf a .dwg pre Pro verziu programu. Program môže exportovať 3D do Google Earth súboru v .kmz formáte. Google SketchUp takisto umožňuje jednoduché vytvorenie animácií podľa zadaných scén – pohľadov vo formáte .avi, ktorý je ľahko prehrateľný v bežnom počítači, keďže predpokladáme, že „sketch up" nie je bežnou výbavou. Aj keď ide o program určený pre iné skupiny užívateľov (napr. architekti, dizajnéri a pod.), rozhodli sme sa ho použiť aj pre možné použitie animácií a na prípadné populárno-náučné účely.

Program Google SketchUp nie je interaktívny a nie je vhodný na bežné prezeranie, vyžaduje si určitú zručnosť v pohybovaní sa v 3D priestoroch. Použiteľné sú jeho výstupy aj vo forme obrázkov (obr. 1A) a už spomínaných animácií. Jeho výhodou je pomerne jednoduché textúrovanie plôch v rôznych rovinách, čo vytvára reálny obraz priestoru. Ako textúru je možné vložiť akúkoľvek geologickú dokumentáciu, fotografie a v rámci nich lokalizáciu rôznych druhov

analýz (napr. RTG, silikátových, výbrusy a pod.), litologické profily a iné zobrazenie objektov, ktoré sú prevedené do formátu .jpg. Následne je možné zostavovať výseky pohľadov do priestorového zobrazenia, na ktorých je možné vizualizovať pohľad kolmo na stenu, priestorový pohľad v rámci diela – chodby – alebo „zúžený“ pohľad (obr. 1B) na konkrétnu časť diela.



Obr. 1. A – 3D zobrazenie pivničných priestorov firmy Tokaj Viničky, s. r. o.. Farebne sú rozlíšené diela na jednotlivých horizontoch (a, c). Schéma týchto diel vo vertikálnom prierezu vo vzťahu k základným morfologickým a artefaktickým objektom je v „c“ časti obrázku (3D spracovanie: Bačová, Z.). **B** – vizualizovaný pohľad na čelbu Čl. 13 na III. horizonte. Zobrazenie rozhrania I. a II. cyklu pyroklastických erupcií s erozívnym povrchom I. cyklu (foto: P. Bačo, 3D spracovanie: Bačová, Z.).

Abstrakty z prednáškového popoludnia ŠGÚDŠ-SGS-SAIG 11. 11. 2013

K. ŽECOVÁ: **Nové biostratigrafické výsledky zo zlínskeho súvrstvia z územia Nízkych Beskýd (východné Slovensko)**

V rokoch 2002 – 2005 sa realizoval projekt Regionálna mapa 1 : 50 000 Nízke Beskydy – stredná časť a v rokoch 2006 – 2011 projekt Regionálna geologická mapa 1 : 50 000 Nízke Beskydy – západná časť. V rámci základného geologického mapovania bol robený aj komplexný biostratigrafický výskum (vápnité nanofosílie, foraminifery a palinomorfy).

V príspevku sa venujeme mikrobiostratigrafickému výskumu vápnitých nanofosílií zlínskeho súvrstvia v magurskej, račianskej a bystrickej jednotke Nízkych Beskýd.

Po prvýkrát bolo zlínske súvrstvie račianskej jednotky definované Zapletalom (1937) ako súvrstvie, ktoré je tvorené bridlicami a jemnozrnnými pieskovcami. Stratigrafický rozsah zlínskeho súvrstvia je stredný až vrchný eocén.

Vápnité nanofosílie boli vyhodnotené zo severnej časti regiónu Nízkych Beskýd (stredná časť) z račianskej jednotky, ako aj z bystrickej jednotky. Zistené spoločenstvá vápnitých nanofosílií v prevažnej miere potvrdili stratigrafický rozsah zlínskeho súvrstvia, a to od stredného eocénu (NP 16) do mladšieho eocénu (NP 19/20). Biostratigrafický výskum súvrstvia však poukázal aj na to, že sedimentácia zlínskeho súvrstvia pokračovala až do staršieho oligocénu (NP 21, NP 23, NP 24), ktorý bol preukázaný na základe zastúpenia druhov *Reticulofenestra* cf. *lockeri* Müller, *Reticulofenestra* cf. *ornata* Müller, *Pontosphaera latelliptica* (Báldi-Béke et Báldi) Perch-Nielsen, pričom najmladším druhom bol druh *Helicosphaera* cf. *recta* Haq, ktorého prvý výskyt je viazaný na bázu zóny NP 24.

Spoločenstvá vápnitých nanofosílií boli vyhodnotené aj z bystrickej jednotky, kde preukázali vek zlínskeho súvrstvia starší až stredný eocén (zóny NP 14 a NP 16).

Z južnej časti regiónu Nízkych Beskýd (stredná časť) boli vápnité nanofosílie vyhodnotené zo zlínskeho súvrstvia bystrickej jednotky a račianskej jednotky. Vápnité nanofosílie z bystrickej jednotky preukázali v prevažnej väčšine vzoriek vek zlínskeho súvrstvia mladší eocén (zóny NP 18 a NP 19). V račianskej jednotke bol preukázaný vek súvrstvia starší oligocén (zóna NP 23).

Z regiónu Nízke Beskydy (západná časť) boli vápnité nanofosílie študované z fácie pieskovcov s polohami vápnitých ílovcov a prachovcov bystrickej jednotky, kde bol doložený vek od stredného eocénu (NP 16) do mladšieho eocénu (NP 19). Ďalej boli nanofosílie študované z fácie vápnitých ílovcov a prachovcov s polohami pieskovcov, kde bol takisto preukázaný vek zlínskeho súvrstvia od stredného eocénu (NP 16) do mladšieho eocénu (NP 19).

Z fácie makovických pieskovcov račianskej jednotky preukázali spoločenstvá vápnitých nanofosílií vek zlínskeho súvrstvia od stredného eocénu (NP 16) do mladšieho eocénu (NP 19). Rovnaký vek bol preukázaný aj z fácie kremitých, arkózovitých a glaukonitických pieskovcov s polohami vápnitých ílovcov a prachovcov. Z fácie vápnitých ílovcov a prachovcov s polohami pieskovcov bol doložený vek mladší eocén (NP 19).

Z nadmagurských vrstiev račianskej jednotky (vápnité ílovce, vápnité a glaukonitické pieskovce) boli vyhodnotené vápnité nanofosílie, na základe ktorých bol preukázaný vek tejto fácie od mladšieho eocénu (NP 19) do staršieho oligocénu (NP 21).

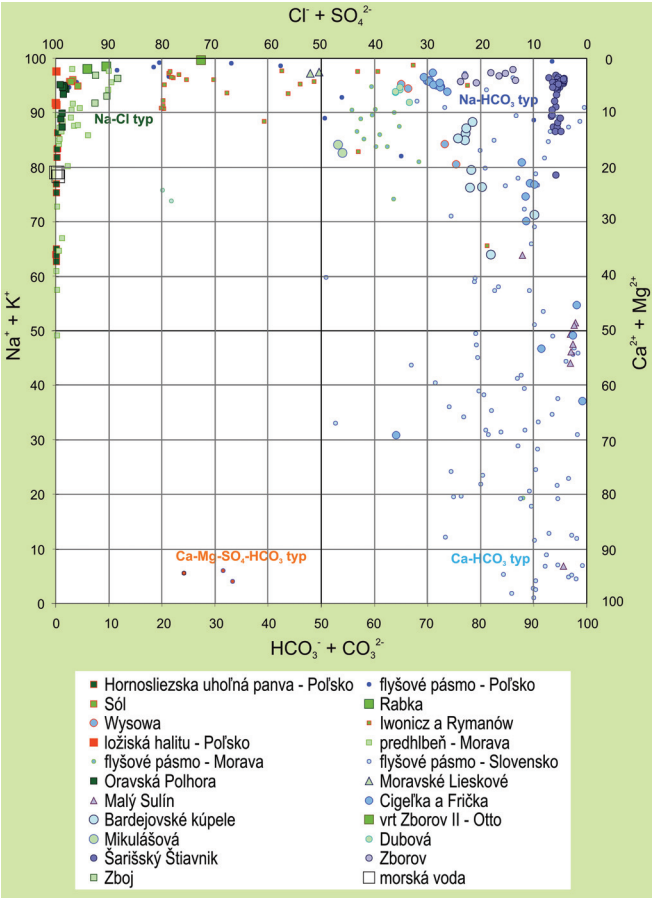
Detailné štúdium spoločenstiev vápnitých nanofosílií zlínskeho súvrstvia z regiónu Nízke Beskydy (stredná a západná časť) preukázalo, že sedimentácia zlínskeho súvrstvia tu prebiehala od stredného eocénu (NP 16) do mladšieho eocénu (NP 19/20), ale v niektorých oblastiach až do staršieho oligocénu (NP 21, NP 24).

N. BAČOVÁ: **Minerálne vody flyšového pásma**

Grafickou metódou hodnotenia údajov o obsahu rôznych makro- a mikrozložiek je možné značnou mierou prehĺbiť poznatky o zákonitostiach formovania chemického zloženia minerálnych vôd. Proces skúmania minerálnych vôd rôznych lokalít z územia flyšového pásma u nás (hlavne slaných a soľaniek) potvrdil nevyhnutnosť posudzovať dostupné údaje spolu s poznatkami o minerálnych vodách flyšového pásma a predhlbne Západných Karpát z územia susedných krajín. Základom pre spracovanie a interpretovanie údajov o chemickom zložení minerálnych vôd bola preto databáza údajov z 557 analýz minerálnych vôd z územia Moravy, Slovenska a Poľska.

Langelierov-Ludwigov graf, pomerne často používaný v zahraničnej literatúre, zobrazuje chemické zloženie vôd v štvorcovom grafe, pričom sa na osi vynášajú sumy obsahu makrozložiek v c · z % (podobne ako graf Tolstichina). Zobrazenie chemického zloženia minerálnych vôd flyšového pásma a predhlbne Západných

Karpát týmto spôsobom umožňuje odlíšiť hydrogénuhličitanové, hydrogénuhličitanovo-chloridové, chloridovo-hydrogénuhličitanové a síranovo-hydrogénuhličitanové vody. Graf ilustruje podiel rôznych mineralizačných procesov (iónovýmenných, hydrolýzy silikátov, rozpúšťania karbonátov) na formovaní chemického zloženia vôd konkrétnych zdrojov alebo lokalít. Na obrázku sú rôznymi značkami odlíšené konkrétne lokality s minerálnou vodou. Chloridové vody s rôznym podielom marinogénnej mineralizácie sú znázornené značkami zelených farebných odtieňov (zobrazujú sa do ľavého horného kvadrantu). Hydrogénuhličitanové vody zastupujú značky modrých odtieňov (pravá časť grafu) – vody s prevažujúcou karbonátogénnou mineralizáciou sa zobrazujú vpravo dole, s hydrosilikátogénnou vpravo hore. Síranové vody zaujímajú pozíciu v ľavom spodnom kvadrante – známe sú zo zdrojov v Kurime, Varechovciach a Zbudskom Rokytove (východoslovenský úsek flyšového pásma).



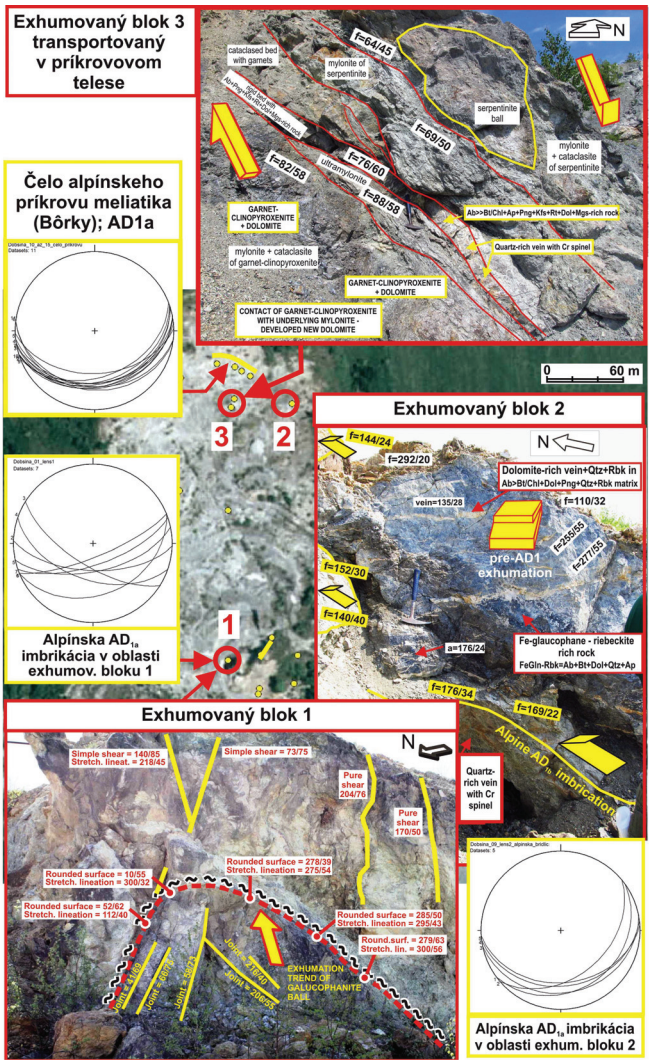
Obr. 1. Langelierov-Ludwigov graf zobrazujúci chemické zloženie minerálnych vôd vybratých lokalít flyšového pásma a predhlbne Západných Karpát.

Z. NÉMETH a M. RADVANEC: **Alochtónnosť v alochtónnosti: príklad zo serpentinitového lomu pri Dobšinej**

V dobývke serpentinitov v severnom susedstve Dobšinej, reprezentujúcej alpínsku príkrovovú trosku, sme zistili a štruktúrne a petrologicky spracovali tri exhumované bloky vysokotlakových metamorfitov. Ich inkorporovanie do telesa serpentinitov predchádzalo samotný AD_{1a} presun príkrovu, tzn. uskutočnilo sa ešte v exhumačnom kanáli a presúvajúcim sa príkrovovým telesom boli tieto exhumované bloky nesené.

Analýza štruktúr vo všetkých troch exhumovaných blokoch preukázala úplne rozdielne pred-AD_{1a} štruktúry v každom z týchto blokov a tým aj ich rozdielnu exhumačnú kinematiku.

Exhumovaný blok 1 (glaukofanit; obr. 1 dole) tvorí teleso oválneho tvaru a jeho exhumácia má charakter rotačného pohybu, aký je známy v prípade „exhumačných gúľ“. Toto po obvode telesa preukazujú aj lineácie totálne rozdielnych azimutálnych a sklonových hodnôt a neprítomnosť akýchkoľvek systematických planárnych štruktúr vnútri telesa. Šošovkovitý exhumovaný blok 1 sa navyše nachádza v melanži podobných guľovitých fragmentov v serpentinitovom mylonitovom



Obr. 1. Exhumačná kinematika troch blokov vysokotlakovo metamorfovaných hornín (žlto-červené kinematické indikátory; Németh a Radvanec, 2013). Poexhumačná severovergentná alpínska imbrikácia v deformačnom štádiu AD_{1a} je výrazná v prípade bloku glaukofanitu 2 (žlto-čierne kinematické indikátory). Tektonogramy dokladajú severovergentnú AD_{1a} imbrikáciu v prípade čela alpínskeho severovergentného presunu príkrovu meliatika (Bôrky) v severnej časti dobývacieho priestoru a v prípade exhumovaných blokov glaukofanitu 1 a 2. Rozdielnosť v exhumačnej kinematike blokov 1, 2 a 3 dokladá, že inkorporácia týchto blokov vysokotlakových hornín do telesa serpentinizovaného peridotitu sa uskutočnila ešte pred presunom telesa príkrovu a imbrikáciou týchto blokov v AD_{1a}, ktorá už vykazuje korešpondujúce azimutálne a sklonové hodnoty (mierny až stredný smer sklonu generálne k juhu).

matrixe. Na základe štruktúrnych vzťahov predpokladáme, že tento blok vysokotlakového metamorfitu vnikol do ultramafického telesa v hlbších úrovniach subdukčno-exhumačného kanála, ako to bolo v prípade bloku glaukofanitu 2, a spolu s ultramafitmi prekonával spoločnú exhumačnú dráhu, vyznačujúcu sa rotačným pohybom guľatého telesa. Os exhumácie v súčasnej pozícii smeruje pod strmým uhlom na východ. Exhumácia bloku glaukofanitu 1 z hlbších úrovní môže byť indikovaná aj jeho súčasnou relatívne južnejšou pozíciou v telese serpentinitu ako v prípade bloku glaukofanitu 2 a bloku granát-klinopyroxenitu alebo rodingitu 3. Pri premietnutí geometrie exhumačného kanála a frontálnych častí príkrovu Bôrky sunutého do oblasti Dobšinej (v dnešnom geografickom chápaní) sa javí – korešpondujúco s vyššie uvedeným – že bloky 2 a 3 exhumovali do plytších úrovní skôr, sú aj viac postihnuté duktilnokrehkým pretvorením alpínskych poexhumačných štádií, kým blok 3 sa nachádzal v tom čase ešte hlbšie v tylovej časti. Nie je možné opomenúť ani priestorovú redukciu v severo-južnom smere, ktorá nastala po mnohonásobnom vzájomnom severovergentnom poprešmykovaní sa jednotlivých litónov cez seba v štádiách AD_{1a} a AD_{1b}, a tak dĺžka melanžovitého serpentinitového telesa v neskomprimovanom stave mohla byť miesto súčasných 800 m aj niekoľko kilometrov, podobne ako aj vzájomná vzdialenosť exhumovaných blokov 3, 2 a 1 mohla mnohonásobne presiahnuť súčasné stovky metrov.

Exhumovaný blok glaukofanitu 2 (obr. 1 v strede), podobne ako blok glaukofanitu 1, má v súčasnosti „zmrazenú“ exhumáciu k východu. Keďže sa nachádza v blízkosti čela príkrovu, je významne segmentovaný prešmykovými plochami štádií AD_{1a} a AD_{1b}. Rozdiel medzi planárnymi štruktúrami týchto dvoch štádií je v duktilite deformácie s vývojom a-tektonitov (lineácií) v prvom prípade, prípadne krehko-duktilnými strihmi v druhom prípade.

Exhumovaný blok granát-klinopyroxenitu alebo rodingitu 3 (obr. 1 hore) ako jediný vykazuje západovergentnú exhumačnú kinematiku a má vyvinuté exhumačné planárne štruktúry so sklonom na V až VSV, čo ho kinematicky odlišuje od blokov glaukofanitu 1 a 2. Na báze exhumovaného bloku 3 bola zistená výrazná zóna ultramylonitov.

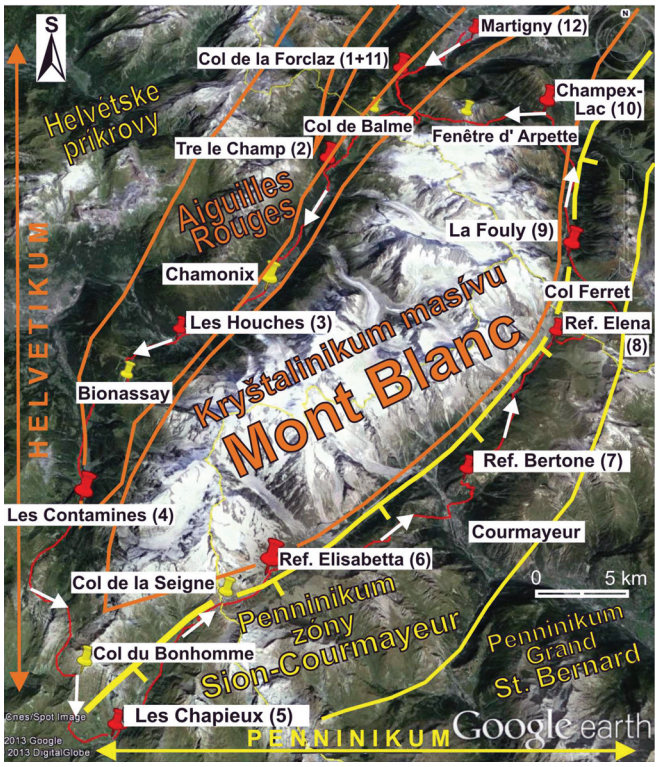
Z. NÉMETH a P. BAJTOŠ: **Geologická stavba masívu Mont Blanc a TMB**

Masív Mont Blanc, podobne ako masív Aiguilles Rouges v jeho severozápadnom susedstve, reprezentuje predmezozoické polymetamorfované kryštalinikum helvetika – externej zóny Západných Álp na francúzsko-švajčiarskom pohraničí. Na oboznámenie sa s geologickou stavbou helvetika v oblasti masívu Mont Blanc, ale tiež penninika susediaceho s masívom od JV sme využili dvojtýždňové pešie putovanie po trase Tour du Mont Blanc, spájajúcej lokality Martigny – Col de la Forclaz – Chamonix – Les Contamines – Col du Bonhomme – Col de la Seigne – Courmayeur – Col Ferret – Champex Lac – Fenêtre d` Arpette – Martigny (obr. 1). K vysokému stupňu poznania geologickej a tektonickej stavby tejto oblasti prispeli počas niekoľkých desiatok rokov trvajúcich výskumov predovšetkým J. von Raumer, G. M. Stampfli, G. Borel, F. Bussy a C. Dobmeier.

Genéza masívov Mont Blanc a Aiguilles Rouges sa začala sedimentáciou neoproterozoických a kambrických sedimentov, ktoré boli neskôr v spodnom paleozoiku penetrované intrúziami magmatických hornín. Vrchnoordovicko-silúrska termálna udalosť, spätá s intrúziami gabier (450 – 420 Ma), sa spája so začiatkom riftogenézy rheického oceánu a mladšia udalosť (410 – 380 Ma) koreluje s riftogenézou Paleotetýdy (l. c.). V závere variskej orogenézy v paleotetýdnej zóne boli všetky horninové súbory polyfázovo tektonizované a metamorfované a intrudovali do nich neskorovariské granitoidy. Polymetamorfovaný variský fundament bol následne od obdobia vrchného karbónu erodovaný. V rámci alpínskej tektogenézy vystupovali masívy Mont Blanc a Aiguilles Rouges ako príkrovy fundamentu. Ich nízky tektonometamorfný postih počas alpínskej orogenézy umožňuje dešifrovanie starších (variských) litologických a tektonometamorfných vzťahov.

Priľahlá zóna Sion-Courmayeur penninika Západných Álp (sutúrna zóna po valaiskom oceáne) je budovaná distálnymi klastickými a pelagickými sedimentmi vrchného mezozoika, ktoré boli uložené na okraji helvetika a vo valaiskom trógu. Trasa TMB vo svojom JV segmente pozdĺž údolia Val Ferret vedie priamo po tektonickom kontakte helvetika s týmito tektonizovanými čiernobridličnatými a melanžovitými sekvenciami.

Vysokohorský reliéf poskytoval mnoho hydrogeologických fenoménov spätých aktívnou činnosťou ľadovcov. Pramene sa vyznačovali plytkým obehom podzemnej vody, časté boli protierózne a protipovodňové úpravy v krajine a hydrologický monitoring. S prameňmi hlbšieho obehu sme sa po trase TMB stretli ojedinele (napr. pramenitá línia pozdĺž potoka Torrent des Glaciers). Vysokopriepustné tektonické zóny, segmentujúce teleso granitu v centrálnej časti masívu Mont Blanc, spôsobili problémy pri výstavbe a prevádzke tunela medzi mestami Chamonix a Courmayeur. Krasové javy boli zastúpené pri Les Contamines v západnom segmente trasy TMB.



Obr. 1. Trasa Tour du Mont Blanc s vyznačením hlavných tektonických jednotiek, ktoré boli študované počas jednotlivých dní pešieho putovania. Podkladová mapa je z Google Earth.

GEOCHÉMIA 2013

GEOCHEMISTRY 2013

BRATISLAVA, 5. – 6. DECEMBER 2013

Igor Slaninka[1], Ľubomír Jurkovič[2] a Ondrej Ďurža[2]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dol. 1, 817 04 Bratislava; [2]Katedra geochémie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Abstract: *The 16th continuation of the traditional conference GEOCHEMISTRY 2013 was held in the State Geological Institute of Dionýz Štúr (ŠGÚDŠ), Bratislava, on 5.–6. December 2013. It was devoted to 80th life jubilee of Doc. RNDr. Jozef Veselský, CSc. The conference has summarized the scientific results achieved during the year and presented new trends in geochemistry in Slovakia and in the world. Proceedings of the total number of 33 lectures and 31 posters, presented in the conference, were published in the special issue of Conferences, Symposia, Seminars, ŠGÚDŠ Publishers, eds. I. Slaninka, Ľ. Jurkovič, O. Ďurža. The B. Cambel Prize for the best presentation by young scientist under 35 years was given to A. Kutač, the S. Gazda Prize for the best poster by young scientist under 35 was given to E. Duborská and V. Suchá, all from the Fac. of Natural Sciences, Comenius Univ. Bratislava.*

Key words: *scientific seminar, geochemistry, environmental geology*

Už sa stalo tradíciou, že prvý decembrový štvrtok Slovenská asociácia geochemikov, oddelenie geochémie životného prostredia Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave a Katedra geochémie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave usporadúvajú v spolupráci s ďalšími organizáciami a odborníkmi vedeckú konferenciu GEOCHÉMIA. Tohtoročná bola venovaná významnému životnému jubileu doc. RNDr. Jozefa Veselského, CSc., – jeho osemdesiatinám.

Konferencia GEOCHÉMIA, ktorá v roku 2013 bola organizovaná už šestnásty raz, sa v posledných rokoch stala miestom, kde sú prezentované najnovšie poznatky z geochemickej problematiky riešenej v súčasnosti na Slovensku i v blízkom okolí.

Cieľom konferencie bolo umožniť všetkým absolventom, bývalým a súčasným učiteľom a vedeckým pracovníkom Katedry geochémie PriF UK, širokej odbornej verejnosti a spolupracovníkom, domácim aj zahraničným:

- prezentovať dosiahnuté vedecké výsledky formou odborných referátov a posterov,
- naznačiť hlavné smery vývoja geochémie u nás aj vo svete.

Na konferencii sa zúčastnilo 86 odborníkov a vedeckých pracovníkov zo Slovenska a Čiech, ako aj potešiteľný počet študentov magisterského štúdia geologických a environmentálnych zameraní PriF UK v Bratislave.



Obr. 1. Jubilant doc. RNDr. J. Veselský, CSc., pri vedení bloku prednášok „Aktuálne geochemické projekty". Foto M. Jankulár.

Fig. 1. Honoree Doc. RNDr. J. Veselský, CSc. as a chairman of the conference section "Current geochemical projects". Photo M. Jankulár.

Konferenciu otvorili riaditeľka odboru štátnej geologickej správy MŽP SR RNDr. Viera Maťová, námestníčka riaditeľa ŠGÚDŠ v Bratislave RNDr. Alena Klukanová, CSc., a prodekan PriF UK v Bratislave prof. RNDr. Miroslav Bielik, DrSc., pričom vo svojich príhovoroch poukázali na širokú škálu geologickej a environmentálnej problematiky, ktorú v súčasnosti geochemické vedy napomáhajú riešiť. Organizačný výbor, s cieľom zabezpečiť vysokú odbornú úroveň seminára, si vyžiadal od popredných českých a slovenských odborníkov prednášky postihujúce väčšinu spektra geochemickej problematiky riešenej v súčasnosti na Slovensku, no taktiež aj niektoré globálne geochemickoteoretické svetové poznatky. Prodekan PriF UK v Bratislave odovzdal pamätný list dekana PriF UK v Bratislave doc. RNDr. Jozefovi Veselskému, CSc., pri príležitosti jeho osemdesiatín.

Celkovo na konferencii odznelo 33 prednášok a bolo prezentovaných 31 posterov. Prednášky a postery sú publikované v zborníku z konferencie (Geochémia 2013, Konferencie, sympóziá, semináre, Štátny geologický ústav D. Štúra, Vydavateľstvo D. Štúra, editori I. Slaninka, Ľ. Jurkovič, O. Ďurža).



Obr. 2. Otvorenie konferencie – RNDr. A. Klukanová, CSc. (ŠGÚDŠ Bratislava), predsedníctvo konferencie – RNDr. I. Slaninka, PhD. (Slovenská asociácia geochemikov), prof. RNDr. M. Bielik, DrSc. (PriF UK v Bratislave), RNDr. V. Maťová (MŽP SR). Foto M. Jankulár.

Fig. 2. Opening of the conference – RNDr. A. Klukanová, CSc. (ŠGÚDŠ Bratislava), the presidency of the conference – RNDr. I. Slaninka, PhD. (Slovak Association of Geochemists), Prof. RNDr. M. Bielik, DrSc. (Comenius Univ.), RNDr. V. Maťová (MoE SR). Photo M. Jankulár.

Veľmi nás teší, že aktívna účasť mladých vedeckých pracovníkov na konferencii bola v tomto roku opäť vysoká (6 prednášok a 16 posterov). Po trinásty raz sa uskutočnila aj súťaž mladých vedeckých pracovníkov do 35 rokov – o najlepšiu prednášku (cena B. Cambela) a o najlepší poster (cena S. Gazdu). Aj týmto chceme pomôcť mladým vedeckým pracovníkom v ich súčasnom úsilí o zapojenie sa do vedeckej práce v rámci geochémie, dúfajúc v ďalší úspešný rozvoj geochémie aj vo vzdialenejšej budúcnosti.



Obr. 3. Pohľad na účastníkov konferencie GEOCHÉMIA 2013. Foto M. Jankulár.

Fig. 3. View on participants of the conference GEOCHEMISTRY 2013. Photo M. Jankulár.

Cenu B. Cambela získal Alexander Kubač z Katedry ložiskovej geológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave a cenu S. Gazdu získali Eva Duborská z Ústavu laboratórneho výskumu geomateriálov Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave a Veronika Suchá z Ústavu geochemie, mineralógie a nerostných zdrojů Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze.

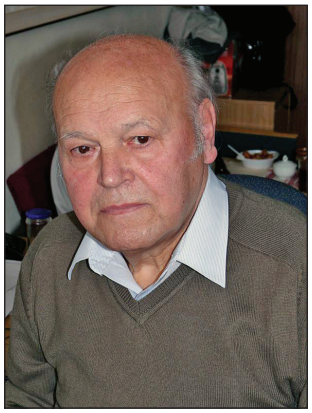
Prednesené prednášky a prezentované postery priniesli informácie zo širokého spektra problematiky, ktorou sa v súčasnosti zaoberá geochémia, a to od vplyvu geologických zložiek životného prostredia na zdravotný stav obyvateľstva Slovenskej republiky cez modernú endogénnu a exogénnu geochémiu až po izotopovú a environmentálnu geochémiu.

Poďakovanie organizačného výboru patrí predovšetkým autorom jednotlivých referátov a posterov, ako aj všetkým ostatným, vrátane sponzorov – najmä ŠGÚDŠ Bratislava, ale aj EL, spol. s r. o., Spišská Nová Ves, spoločnostiam Banské odpady, s. r. o., a GEOPRODUKT Banská Bystrica, ktorí prispeli k úspešnému priebehu konferencie.

V mene organizačného výboru si dovoľujeme geochemickú pospolitosť upozorniť, že aj v roku 2014 dodržíme tradíciu a začiatkom decembra sa opäť uskutoční vedecká konferencia GEOCHÉMIA 2014 (už XVII. ročník). Dúfame, že tento termín je už v podvedomí všetkých pracovníkov, ktorí sa zaoberajú geochemickou problematikou. Všetkých Vás srdečne pozývame na aktívnu účasť na konferencii. Organizačný výbor vyzýva hlavne mladých odborníkov pracujúcich v problematike geochémie o čo najširšiu účasť a o prednesenie príspevkov. Keďže súťaž mladých vedcov má veľký ohlas, organizačný výbor opäť vypíše súťaž o najlepšiu prednášku (cena B. Cambela) a o najlepší poster (cena S. Gazdu) pre pracovníkov do 35 rokov a víťazov odmení hodnotnými cenami.

Doc. RNDr. Jozef VESELSKÝ, CSc., osemdesiatročný

Greetings to 80th birthday of Doc. RNDr. Jozef Veselský, CSc.



Meno Jozefa Veselského je v geochemických a geologických kruhoch celého Slovenska známe už celé desaťročia. Osemdesiatiny oslávil 17. decembra 2013 a je nutné podotknúť, že rovnako ako vždy v plnej aktivite, jemu vlastnej činorodosti a obdivuhodnej zanietenosti. S osobou jubilanta je nerozlučne spätý kus slovenskej geochemickej a geologickej histórie, veď už vyše polstoročie je jej neodmysliteľnou organickou súčasťou.

Doc. RNDr. Jozef Veselský, CSc., sa narodil v Bratislave-Rači, kde absolvoval základnú školu. Od r. 1949 študoval na Vyššej priemyselnej škole chemickej v Banskej Štiavnici. Po maturite v r. 1953 pracoval dva mesiace na Slovenskom plánovacom úrade v Bratislave. Od októbra 1953 študoval na Prírodovedeckej fakulte UK odbor chémia. V roku 1954 bol na základe odporúčania PF UK vyslaný MŠ na štúdium do Ruska (vtedy ZSSR). V r. 1960 ukončil štúdium odboru geochémia na Geologickej fakulte Sankt Peterburskej (Leningradskej) štátnej univerzity obhajobou diplomovej práce „Röntgenografický výskum izomorfie v perovskitoch". V r. 1968 po obhájení rigoróznej práce „Izomorfizmus v perovskitoch" a po rigoróznej skúške získal titul RNDr.. Neskôr (v r. 1972), po absolvovaní ašpirantúry na PF UK a obhájení dizertačnej práce „Geochémia a mineralógia akcesorických minerálov granitoidných hornín Malých Karpát", sa stal kandidátom geologických vied (CSc.) – odbor geochémia. V r. 1979 sa habilitoval prácou „Akcesorické minerály a problémy geochronológie kryštalinika Západných Karpát" na Katedre geochémie PF UK a v roku 1980 bol menovaný ako docent v odbore geochémia.

Celá profesionálna kariéra doc. Veselského je spojená s Prírodovedeckou fakultou UK. V roku 1960 začal pracovať na Katedre nerastných surovín a geochémie PF UK. Bol jedným zo zakladateľov Katedry geochémie PF UK v roku 1969, kde pracoval až do odchodu do dôchodku v roku 2004. Najprv bol tajomníkom, potom zástupcom vedúceho katedry a nakoniec v r. 1988 – 1990 vedúcim katedry. V rokoch 1966 – 1967 ako predseda ROH na Univerzite Komenského bol aj členom

vedeckej rady UK. V rokoch 1986 – 1990 bol prodekanom PF UK a súčasne členom vedeckej rady PF UK, členom rôznych skúšobných, kvalifikačných a odborných komisií. V rokoch 1996 – 1998 bol členom akademického senátu fakulty a jeho predsedníctva.

Počas pedagogicko-výchovného pôsobenia na PF UK viedol cvičenia, semináre a terénne kurzy. Prednášal rôzne geochemické predmety, ako sú geochemické metódy vyhľadávania ložísk nerastných surovín, úpravníctvo, banské mapovanie, metódy poznávania a oceňovania nerastných surovín, základy nukleárnej geológie a geochronológie. Takmer 10 rokov (1981 – 1990) prednášal aj na Masarykovej univerzite v Brne. Cenným prínosom bol jeho preklad knihy B. Masona „Základy geochémie“ (1971), ktorý potom slúžil ako študijný materiál pre pracovníkov katedry, študentov a ašpirantov. Vychoval viac ako tri desiatky diplomantov, doktorandov a ašpirantov z odboru geochémia. Aj v súčasnosti, aj keď nie je zamestnancom katedry, je pedagogicky činný – oponuje postupové práce.

Vedeckú činnosť, ktorú započal už počas vysokoškolského štúdia, zameriaval na riešenie otázok kryštalochémie minerálov a izomorfie stopových prvkov, geochémie granitoidov a metamorfitov. Akcesorické minerály študoval najmä z hľadiska obsahu prvkov vzácnych zemín a rudných stopových prvkov.

Značnú časť vedeckej činnosti zameral na riešenie problémov využitia izotopovej geochronológie pri stanovení veku magmatických a metamorfovaných hornín a komplexov Západných Karpát. Vo veľkej miere sa venoval štúdiu primárnych a sekundárnych aureol rozptylu a zároveň aj rozpracovaniu možností využitia geochemických metód pri vyhľadávaní smerného a hĺbkového pokračovania ložísk nerastných surovín. Tieto práce sa dlhšiu dobu robili v spolupráci s Geologickým prieskumom v Spišskej Novej Vsi, ale predovšetkým – takmer 20 rokov – s Uránovým prieskumom Spišská Nová Ves.

V závere svojej vedeckej činnosti sa zameral na riešenie problémov environmentálnej geochémie, najmä na zisťovanie geogénnych a technogénnych zdrojov a charakteru distribúcie anomálnych obsahov prvkov, ako aj na štúdium príčin a spôsobov migrácie potenciálne toxických stopových prvkov vo zvetraninách, pôdach a aktívnych riečnych sedimentoch a ich možného transportu do vôd a do potravového reťazca.

Doc. Veselský je uznávaný ako popredný geochemik, ktorý je známy na Slovensku, ale aj v zahraničí. Svedčí o tom vyše 200 citácií v prácach domácich a zahraničných autorov, ako aj pozitívny ohlas na jeho takmer 90 publikovaných prác. Ďalej je to vyše 85 prednesených prednášok na rôznych domácich a zahraničných konferenciách, takmer 50 odborných prác a okolo 40 manuskriptov oponovaných správ, ktorých je autorom alebo spoluautorom.

Jubilant je známy ako organizátor a aktívny účastník mnohých domácich a zahraničných konferencií, člen medzinárodných vedeckých organizácií (KBGA, IAGC). Organizoval a zúčastnil sa vedeckých exkurzií doma aj v zahraničí (Poľsko, Krym, Kaukaz, Ukrajinské Karpaty, Kazachstan) a vedeckých expedícií na Sibíri – Východné Sajany, na Kaukaze a v Karélii. Zúčastnil sa tiež vedeckej stáže na univerzitách a vo vedeckých ústavoch v Sankt Peterburgu a Moskve. Dokonalá znalosť ruského jazyka mu umožňovala zapojiť sa do výskumov Mnohostrannej dohody IX. ústavov akadémií soc. štátov a iných pracovísk, kde pôsobil aj ako tajomník hlavného koordinátora a prekladateľ počas diskusií.

V mene spolupracovníkov z Katedry geochémie PriF UK, doktorandov a študentov, ktorých učil, ako aj v mene celej geologickej pospolitosti želáme doc. RNDr. Jozefovi Veselskému, CSc., pri jeho významnom životnom jubileu všetko najlepšie, pevné zdravie, pohodu, spokojnosť a preňho charakteristický elán, aby sa aj naďalej zaujímal o dianie v geochémii a geológii na Slovensku.

Ján Čurlík a *Ondrej Ďurža*

Pavol Siman päťdesiatnikom

Greetings to 50th birthday of Pavol Siman



Je to skutočne náhoda alebo predurčenie? Paliho Simana poznám už roky v spojitosti s jeho neskrývaným obdivom k východným filozofickým smerom. Tie, okrem iného, posúvajú myslenie človeka do súvislostí s prežívaním udalostí, ktoré vedia ovplyvniť celý život. Takou je možno príbeh simanovského koňa Šándora, ktorý sa znenazdajky prepadol rovno zo stajne do temer 10-metrovej hĺbky neznámeho krasového systému Bystrianskej jaskyne pod hrebeňom Úboč v starej Valaskej. Vtedy sa tam zbehlo veľa známych geológov so svojimi študentmi – Albín Klinec, Jakub Kamenický, Jozef Vozár, Ján Nemčok, Ivan Lehotský, ... Možno už v tom čase vtedy ešte malý Paľko začal rozmýšľať o geológii.

Hoci sa RNDr. Pavol Siman, PhD., narodil 28. februára 1963 v Bratislave v lekárskej rodine profesora Jaroslava Simana, neskoršieho svetoznámeho detského chirurga a zakladateľa detskej kardiochirurgie vrodených chýb ako samostatného odboru, dušou a srdcom bol zrastený s horehronskou obcou Valaská na pomedzí Nízkych Tatier a Veporských vrchov. S geológiou sa zoznamoval už odmala – s otcom zbierali fialové a zelené bridlice na Skalke v starej Valaskej, ako aj kremence – „vrždiake“ alebo na Lipovej za Hronom ligotavé ruly a svory – „blištiake“ (podľa Albína Klinca).

Pavol Siman ako študent gymnázia Ladislava Novomeského na Tomášikovej ulici v Bratislave mal rád chémiu, robil olympiády, navštevoval prírodovedné krúžky a súťaže, kde sa stretával aj s rovesníkom Paľom Uherom a spoločne začínali zbierať minerály. Počas vysokej školy sa aj naďalej venoval mineralógii, ktorá mu učarovala, neskôr aj geochémii, aby pochopil, ako sa chemické prvky a minerály správajú počas geologických procesov. Šlichoval: pri ďalšom Pavlovi – Hvožďarovi – sa naučil ryžovať zlato, na súťažiach reprezentoval Prírodovedeckú fakultu UK a neskôr aj Geologický ústav Dionýza Štúra, kde po absolvovaní odboru geochémia – základná a ložisková geológia v roku 1987 začal pracovať na oddelení kryštalinika, v roku 1988 na oddelení mineralógie a geochémie. V ústave mu starší kolegovia ukázali, ako „mapovať“ – pod vedením Albína Klinca, Ota Mika, Jána Goreka, Jozefa Hóka, ale hlavne Vladimíra Bezáka začal pracovať v oblasti kryštalinika Nízkych Tatier a Slovenského rudohoria – v tektonickej jednotke veporika.

Avšak jeho cit pre techniku a jemnú mechaniku mu možno predurčil cestu pracovať najprv na viac-menej v tých časoch na Slovensku jedinom modernom elektrónovom mikroanalyzátore – EPMA JEOL, neskôr na prístroji od japonského výrobcu fi. CAMECA. Bola to zhoda okolností, že GÚDŠ potreboval operátorov takého jedinečného prístroja. „Mikrosonda“, ako ju zvykneme familiárne označovať, sa stala do roku 2006 jeho snom, prácou, povinnosťou, ale aj starosťou, radosťou a hrdosťou. V tandeme s Patrikom Konečným vytvorili najmodernejšie pracovisko v strednej Európe. Neskôr k nim prišli aj Ivan „Ičo“ Holický a Vierka Kollárová. V rokoch 1993 – 1996 bol zástupcom vedúceho odboru analytických laboratórií, od roku 1995 pôsobil ako vedúci oddelenia mineralogických metód výskumu a elektrónovej mikroanalýzy. Až dodnes sa venuje problematike využitia elektrónovo-optických analytických a zobrazovacích metód



Terén vo veporiku. Ubytovňa lesného závodu Revúca na Prednej hore. Ivana Filová, Ľubomír Hraško, Pavol Siman. 20. 9. 2000. Foto J. Madarás.



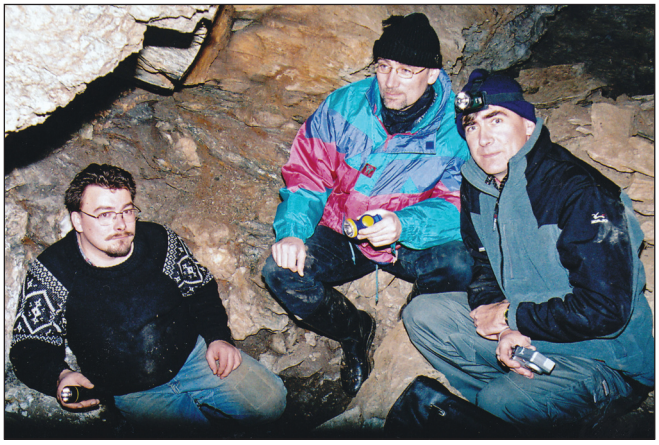
Kontrolný deň v rámci projektu č. 2898 „Vepor“ nad Rejdovou v Stolických vrchoch. Pavol Siman, Ľubomír Gazdačko, Ľuboslav Mato, Ľubomír Hraško, Ľudovít Kucharič, Pavol Grecula, Ján Madarás, Martin Radvanec. 14. 11. 2000. Foto Z. Németh.



Konferencia v Osrblí 2. – 3. 6. 2001. Štefan Ferenc, Mário Olšavský, Igor Broska, Ján Spišiak, Zoltán Németh, Milan Kohút, S. Wali Faryad, Pavol Siman. Foto J. Madarás.



Terén v Stolických vrchoch – Obecná ubytovňa v Muráni. Ivan Mihál', Ľubomír Hraško, Pavol Siman, Ľudovít Kucharič, Peter Kubeš, Marián Putiš. 12. 5. 2004. Foto J. Madarás.



V štôlni Július na Sinci – Kokava Hámor. Štefan Ferenc, Pavol Siman, Zoltán Németh. 10. 12. 2003. Foto J. Madarás.



Pavol Siman pod Mont Blancom. 5. 9. 2006. Archív P. Simana.



Terén v Stolických vrchoch – pod Kohútom. Peter Kubeš, Ľudovít Kucharič, Pavol Siman. 12. 5. 2004. Foto J. Madarás.



Terén v poľských Tatrách – nad Dolinou Tomanowou. Milan Kohút a Pavol Siman, 13. 7. 2009. Foto J. Madarás.

v prospech geologického a materiálového výskumu, ako aj fyzikálno-chemickým princípom elektrónovej mikroanalýzy a mikroskopie.

Priaznivé obdobie 90. rokov 20. storočia pre vedeckú prácu v rezortnom ústave Ministerstva životného prostredia Slovenskej republiky zúročil počas rokov 1993 – 1995 na krátkodobých stážových pobytoch vo francúzskej obdobe geologickej služby – BRGM v Orléans. Pod vedením Patricka Ledru študoval a riešil tektoniku a genézu granitoidných hornín a migmatitov v oblasti Massif Central, masívu Velay a kryštalinikum na pobreží Atlantického oceánu v Bretónsku a Normandii. Petrológii a termodynamike minerálnych fáz horninotvorných minerálov sa venoval pod vedením Very Johan. V roku 1995 sa aktívne zúčastnil krátkodobého terénneho kurzu v južných a západných Alpách so zameraním na tektoniku a genetickú metamorfnú petrológiu pod vedením prof. J. M. Lardeauxa z lyonskej univerzity. V rokoch 1993 až 1997 absolvoval medzinárodné letné školy európskeho projektu TEMPUS so zameraním na petrológiu, geodynamiku a termodynamiku geologických procesov, ktoré organizovala Prírodovedecká fakulta Univerzity Karlovej v Prahe pod vedením prof. Karla Schulmanna. Školou klasickej geológie v rokoch 1993 – 1996 bola jeho účasť v rámci širokého tímu slovenských geológov na geologickom mapovaní v oblasti Tauernského okna a Východných Álp v Rakúsku. Výsledky prác boli publikované v podobe regionálnych máp a vysvetliviek vydaných rakúskou geologickou službou – Geologische Bundesanstalt vo Viedni.



Na terén a zbieranie minerálov však nezanevrel ani na Slovensku. Bohaté skúsenosti zo stáží využíval aj pri poznávaní geologických procesov v slovenskom teréne kryštalinika veporika a čiastočne aj tatrika – napr. v Považskom Inovci. Pečať jeho pohľadu – mapéra, petrológa a mineralóga – nesú rozsiahle časti južného, ale aj severného veporika – oblasti okolo Málinca, Ďubákova, Kokavy nad Rimavicou, Klenovca, Liešťanskej doliny, okolia Ľubietovej a Podbrezovej. V Štátnom geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave sa podieľal na riešení niekoľkých geologických úloh regionálneho výskumu, ako aj výskumu a vývoja s geologicko-tektonickou, geochemickou a mineralogicko-petrologickou problematikou vyššie metamorfovaných a granitizovaných hornín peliticko-psamitického, čiastočne bázického systému. Je autorom a spoluautorom niekoľkých prehľadných regionálnych a účelových geologických máp a vysvetliviek ku geologickým mapám v mierkach 1 : 25 000, 1 : 50 000 a 1 : 200 000.

Dizertačnú prácu z externého doktorandského štúdia v odbore petrológia obhájil v roku 2002. Vedecký kvalifikačný stupeň IIa mu bol priznaný v roku 2006. V rokoch 2003 – 2006 pôsobil ako riadny člen vedeckej rady ŠGÚDŠ v Bratislave, je členom Slovenskej geologickej spoločnosti a členom výboru Slovenskej mineralogickej spoločnosti.

Od roku 2006 pôsobí v Geologickom ústave Slovenskej akadémie vied v Bratislave ako špecialista na datovanie hornín, predovšetkým ako vedúci jednotky Stredoeurópskeho Ar laboratória/CEAL. V rokoch 2010 – 2013 vykonával funkciu zástupcu riaditeľa GIÚ SAV a od polovice roku 2013 sa stal členom Predsedníctva SAV a bol menovaný za zástupcu podpredsedu SAV pre I. oddelenie vied. V súčasnosti má ako člen P SAV v kompetencii budovanie a využívanie infraštruktúry na celoakademickej úrovni, najmä zo štrukturálnych fondov Európskej únie.

Pavol Siman je odborníkom v oblasti petrológie, geochémie a geochronológie migmatitizovaných a granitizovaných hornín. Zaoberá sa geologickým mapovaním, petrológiou a geochronológiou magmatických a metamorfovaných hornín, ale predovšetkým využitím najmodernejšej prístrojovej techniky v týchto oblastiach. V rámci pôsobenia v GIÚ SAV pracuje na riešení projektov VEGA a APVV so zameraním na štruktúrno-petrologické, geochemické a geochronologické aspekty mechanizmov kôrovo-plášťovej interakcie, recyklácie a exhumácie v orogénnej prizme Západných Karpát a Východných Álp.

Je autorom a spoluautorom viac ako 60 publikácií v odborných domácich aj zahraničných periodikách a zborníkoch, 4 vydaných geologických máp v SR, 2 v zahraničí (Rakúsko), 2 vysvetliviek ku geologickým mapám regiónov SR vydaných ako monografie, má 123 citácií WOS a 133 Scopus bez autocitácií. Je autorom a spoluautorom 24 oponovaných záverečných správ (open-file reports) geologických úloh rezortu MŽP a MH SR. Má pozvané prednášky na významných zahraničných univerzitách v Japonsku – v Kjóte a Okajame.

Čo dodať na záver? Precíznosť, trpezlivosť, zmysel pre vyvážený rodinný život, ale najmä skromnosť, pokora a úcta voči ľuďom sprevádzajú Paľa po celý život. Prejavuje sa to aj v jeho záujmoch: vie pútavo rozprávať nielen o filozofii Ďalekého východu, ale aj o umení pestovania bonsajov, modernej a záhradnej architektúre či o trendoch súčasného vývoja automobilizmu. V časoch mladosti sa dlho a vášnivo vedel „vŕtať“ v starých motorkách a sledovať obľúbené motoristické športy. A legendárne boli aj naše terénne akcie, keď sa vedel riadiť nesmrteľnou hláškou Pávka z filmu Vesničko má středisková: „Vy jste se zase kochal, že jo, pane doktore?“ Pali, nech Ti to „kochanie“ vydrží čo najdlhšie!

Ján Madarás

Významné životné jubileá členov Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 2014

Significant jubilees of the members of the Slovak Geological Society in 2014

Päťdesiatroční jubilanti

doc. Mgr. Renáta Flaková, PhD.
doc. RNDr. Katarína Holcová, CSc.

Šesťdesiatroční jubilanti

prof. RNDr. Otília Lintnerová, CSc.
RNDr. Eva Halásová, PhD.
RNDr. Vladimír Kmeť
RNDr. Vojtech Vilinovič, CSc.
RNDr. Karol Piovarcsy
Mgr. Anna Slezáková
Ing. Bartolomej Baláž, CSc.
doc. RNDr. Stanislav Rapant, DrSc.
RNDr. Erika Beňáková
RNDr. Mária Kováčiková
RNDr. Blažena Tokárová, CSc.
RNDr. Ľuboslav Maťo, CSc.
RNDr. Stanislav Buček, CSc.

Šesťdesiatpäťroční jubilanti

RNDr. Adrián Panáček, CSc.
RNDr. Ján Mikuška, CSc.
RNDr. Kamil Rozimant, CSc.
Ing. Dušan Bulák

Sedemdesiatroční jubilanti

RNDr. Jaroslav Lexa, CSc.
doc. RNDr. Peter Holec, CSc.
doc. RNDr. Michal Kaličiak, CSc.
doc. RNDr. Vojtech Gajdoš, CSc.
RNDr. Rudolf Ďuďa, CSc.
RNDr. Dušan Obernauer, CSc.
RNDr. Dušan Žák
RNDr. Ivan Pasternak

Sedemdesiatpäťroční jubilanti

doc. RNDr. Rudolf Holzer, CSc.
prof. RNDr. Stanislav Jacko, CSc.
prof. RNDr. Igor Rojkovič, DrSc.
RNDr. Jozef Vozár, DrSc.

Osemdesiatroční jubilanti

RNDr. Anna Hyánková, CSc.
RNDr. Miroslav Račický, CSc.
RNDr. Eva Šamajová, CSc.
Ing. Július Maljkovič, CSc.
RNDr. Dionýz Vass, DrSc.
Ing. RNDr. Pavel Pospíšil, CSc.

Osemdesiatpäťroční jubilanti

doc. Ing. Slavomír Ďurovič, DrSc.
doc. Ing. Róbert Marschalko, DrSc.

Deväťdesiatroční jubilanti

doc. RNDr. Hedviga Bystrická, CSc.
prof. Ing. Milan Matula, DrSc.

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

Inštrukcie autorom

Všeobecné inštrukcie

1. Geovedný časopis Mineralia Slovaca publikuje scientometricky hodnotné pôvodné vedecké články s vysokým citačným potenciálom. V úvode príspevku musí autor jasne deklarovať, čím konkrétnym je jeho príspevok prínosný pre rozvoj geovied. Rešeršné štúdie sa publikujú len ojedinele. Informatívna príloha Geovestník je určená slovenským čitateľom.

2. Rozsah článku je najviac 25 rukopisných strán spracovaných v editore MS Word PC (riadkovanie 1,5), vrátane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. V prípade veľkého odborného prínosu sú v ojedinelých prípadoch povolené aj dlhšie články.

3. Články sú publikované v slovenčine alebo v angličtine. Uprednostňuje sa angličtina. Články napísané v slovenčine musia obsahovať anglický preklad názvu, abstraktu, kľúčových slov, resumé a popisov k obrázkom a tabuľkám.

4. Pri zasielaní poštou sú požadované dva vytlačené exempláre a tiež CD so všetkými súbormi v editovateľnej podobe. Články je možné zaslať aj e-mailom na adresu redakcie, ale popri editovateľných súboroch musí byť manuskript uložený aj v .pdf formáte. Na zasielanie súborov väčších ako 2 MB sa odporúča použitie stránky www.uschovna.cz.

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 vo fonte Times New Roman s riadkovaním 1,5, veľkosť písmen 12 bodov.

3. Abstrakt stručne sumarizuje článok. Môže mať najviac 200 slov a nemá obsahovať citácie. Počet kľúčových slov je maximálne 6.

4. Text má mať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, použitú metodiku práce, nové zistenia, na ktorých je postavená interpretácia, diskusiu, záver a zoznam literatúry. Východiskové údaje musia byť zreteľne odlíšené od interpretácií.

5. Údaje z tabuliek a obrázkov sa v texte nemajú opakovať, môžu byť komentované, prípadne sa autor môže odvolať na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.

6. 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.

7. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr. (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988), pred formou ... podľa Dubčáka (1987). Prvé mená autorov sa ani v jednom prípade neuvádzajú.

8. Pozícia obrázkov a tabuliek v texte sa označí. Nie je vhodné, aby text v editore MS Word obsahoval vložené obrázky, ale náhľadová verzia v .pdf ich má obsahovať.

9. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma). Dôsledne je tiež potrebné odlišovať pomlčku od spojovníka.

10. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slová a pod., ktoré sa majú vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne vlnovkou.

Ilustrácie

1. Ilustrácie musia byť vo vysokej kvalite, majú dokumentovať a vysvetľovať text. **V článku budú publikované na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm).** Tomu treba prispôsobiť ich veľkosť a formu, resp. zoskupenie. Kvalitný obrázok (veľkosť písmen, hrúbka čiar) možno reprodukovať aj v pomere 1 : 1, ale kresby (perovky čiernym tušom) odporúčame urobiť väčšie ako v publikovanej verzii.

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 nebudú publikované.

Obrázky vytvorené na počítači musia byť vytlačené laserovou tlačiarňou pri vysokom rozlíšení (min. 300 DPI) a musia byť poslané spolu s textom na CD alebo e-mailom. **Pri počítačovej tvorbe obrázkov redakcia odporúča pracovať s programami vo vektorovom zobrazení (napr. Corel Draw). Čiary tzv. vlasovej hrúbky sa nesmú používať.** 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 vrátane fotografií musia obsahovať grafickú mierku v centimetrovej či metrovej škále. V prípade, že sa ako mierka použijú iné objekty, v texte vysvetlivky musí byť ich veľkosť uvedená číselným vyjadrením. Pri všetkých ilustráciách sa uvedie poradové číslo a orientácia obrázka. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.

3. Zoskupené obrázky, napr. fotografie a diagramy, musia byť zhotovené ako jeden obrázok a jeho časti je potrebné označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok.

4. Fotografie musia byť vo vysokej kvalite. Je vhodné, aby sa pre tlač zmenšovali najmenej o 50 %. **Pri zasielaní fotografií vo forme počítačových súborov (výlučne vo formáte JPG alebo TIF) sa požaduje vysoké rozlíšenie – minimálne 600 DPI.**

5. Na mapách a profiloch treba voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.

6. Názvy obrázkov s vysvetlivkami treba priložiť k textu na osobitnom liste v slovenčine a v angličtine.

7. Farebné ilustrácie vo vysokej kvalite možno publikovať iba po dohode s vydavateľstvom a ich publikovanie môže byť spoplatnené.

8. 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). Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

2. Vertikálne čiary sa v tabuľkách nepoužívajú.

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 v zozname literatúry

Knižná publikácia

Gazda, L. & Čech, M., 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. *Alfa, Bratislava, 155 s.*

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. Archív ŠGÚDŠ Spišská Nová Ves, 28 s.*

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**, alebo** zoltan.nemeth@geology.sk

OBSAH – CONTENT

PÔVODNÉ ČLÁNKY – ORIGINAL PAPERS

Demko, R. & Hraško, Ľ.
Ryolitové teleso Gregová pri Telgárte
Rhyolite body Gregová near the Telgárt village (Western Carpathians)

Žecová, K. & Boorová, D.
Nové výsledky biostratigrafického výskumu lupkovského súvrstvia v antiklinoriálnom pásme Malého Bukovca (duklianska jednotka)
New results of biostratigraphic investigation of the Lupkov Formation in the anticlinorial zone of Malý Bukovec (Dukla Unit, Western Carpathians)

Zlinská, A., Zorn, I. & Zágoršek, K.
Foraminifery, ostrakódy a machovky z okolia Devínskej Novej Vsi a Záhorskej Bystrice (slovenská časť Viedenskej panvy)
Foraminifers, ostracods and bryozoans from around Devínska Nová Ves and Záhorská Bystrica (Slovak part of the Vienna Basin)

Illášová, Ľ., Kraus, I., Pulišová, Z. & Čaplovičová, M.
Limnosilicity jastrabskej formácie v Kremnických a Štiavnických vrchoch – potenciálna surovina pre šperkárstvo na Slovensku
Limnosilicites of the Jastrabá Formation in the Kremnica and Štiavnica hills (Western Carpathians) – Potential jewellery material in Slovakia

Andráš, P., Krnáč, J., Kharbish, Sh. & Dirner, V.
Distribúcia vybraných ťažkých kovov na haldových poliach Cu ložiska Ľubietová
Characteristic of heavy metals distribution at dump-fields of Cu-deposit Ľubietová

Baláž, P.
Perspektíva využívania domácich energetických surovín
Perspective of domestic mineral fuels exploitation

Baláž, P.
Suroviny morského dna – prieskumné aktivity Spoločnej organizácie Interoceanmetal
Deep-sea mineral resources – exploration activities of Interoceanmetal Joint Organization

Ferenc, Š., Mikušová, J. & Baláž, P.
Banskobystrický geopark – historicky významné ložiská nerastných surovín
Banská Bystrica Geopark – historically important deposits of raw materials

www.geology.sk/mineralia