1/37/2005
ISSN 0369 - 2086

Mineralia Slovaca

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

Mineralia Slovaca

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

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

REDAKČNÁ RADA – EDITORIAL BOARD

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

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

REDAKCIA – EDITORIAL STAFF

Vedúca redakcie – Managing editor
Gabriela Šipošová
Jazykoví redaktori – Lingual editors
Pavol Kušnír – Zoltán Németh
Technická redaktorka – Production editor
Alena Wolfová
Redaktorka – Editorial assistent
Mária Dryjová

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza štyrikrát ročne. Vydavateľ: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava. Spracované systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: ALFAPRINT, Vladimír Čižmárik, Thurzova 16, 036 01 Martin
Predplatné v roku 2005 pre jednotlivcov 200,- Sk, pre členov Slovenskej geologickej spoločnosti 160,- Sk, pre organizácie 250,- Sk. Cena jednotlivého čísla je 50,- Sk, cena dvojčísla je 100,- Sk. Časopis možno objednať v redakcii a v knižnici regionálneho centra v Košiciach.
Adresa redakcie: Štátny geologický ústav D. Štúra – RC Košice (Mineralia Slovaca), Jesenského 8, 040 01 Košice. Telefón: 055/625 00 46, fax: 055/625 00 44. E-mail: mineralia@gssr-ke.sk. E-mail knižnica: velgos@gssr-ke.sk

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) is published quarterly by the Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers.
Subscription for 2005 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Order send to Štátny geologický ústav D. Štúra – RC Košice (Mineralia Slovaca), Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovakia or SLOVART - G.T.G., Krupinská 4, P. O. Box 152, 852 99 Bratislava. Phone: ++421/55/625 00 46, fax: ++421/55/625 00 44, e-mail: mineralia@gssr-ke.sk, e-mail to library: velgos@gssr-ke.sk.

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

Obsah - Contents

Mineralia Slovaca 37 (2005) • 1

Rapant, S.
Návrh environmentálnogeochemickej regionalizácie Slovenskej republiky
Proposal of the environmental-geochemical regionalization of the Slovak Republic 1

Rakús, M. & Hók, J.
Manínska a klapská jednotka – litostratigrafická náplň, tektonické zaradenie, paleogeografická pozícia a vzťah k váhiku
The Manín and Klape units: Lithostratigraphy, tectonic classification, paleogeographic position and relationship to Váhicum 9

Pipík, R.
Vrchnomiocénne sladkovodné lastúrničky (Ostracoda) okrajových sedimentov turčianskeho súvrstvia
Upper Miocene freshwater ostracods (Ostracoda) of the littoral deposits of the Turiec Formation 27

Starek, D.
Sedimentologická analýza vývoja paleogénnych jednotiek centrálnych Západných Karpát
Sedimentological analysis of the Paleogene units development in the Central Western Carpathians 41

Spišiak, J. & Hovorka, D.
Metabazity a metasedimenty z okolia ultrabázického telesa medzi Brezničkou a Kalinovom
Metabasites and metasediments from the surrounding area of ultrabasic bodies between Breznička and Kalinovo villages 47

Hrašna, M. & Holzer, R.
Svahové deformácie v regióne Vranov nad Topľou – Humenné – Strážske
Slope failures in the Vranov nad Topľou–Humenné–Strážske region 55

Jelínek, R.
Deterministický prístup pri hodnotení hazardu ľubietovského zosuvu
Deterministic approach for hazard assessment in the Ľubietová landslide 65

Vass, D. & Bublinec, E.
Stopové a toxické prvky v alginite z ložiska Pinciná (pri Lučenci)
Trace and toxic elements in alginite of Pinciná deposit at the Lučenec town, Southern Slovakia 75

Holec, P., Krempaská, Z. & Pomorský, F.
Zub žraloka druhu *Xiphodolamia eocaena* (Woodward, 1889) v lome Ďurkovec pri Spišských Tomášovciach (Slovensko)
Shark tooth of species *Xiphodolamia eocaena* (Woodward, 1889) from Ďurkovec stone quarry near Spišské Tomášovce (Slovakia) 83

ŠKOLA GENETICKEJ PETROGRAFIE – SCHOOL OF GENETIC PETROGRAPHY

Hovorka, D.
Atolové granáty
Atoll garnets 87

Novotný, L. & Tulis, J.
Nové geologické objekty v Slovenskom raji
New geological body in Slovenský raj – National Park 91

GEOVESTNÍK

OBÁLKA: Žilka čierneho metacinabaritu v kalcitovo-rumelkovej žile. Hrúbka žilky metacinabaritu je do 1 mm. Lokalita – Merník. Zbierka – Vysoká škola chemickotechnologická v Prahe. Foto: D. Slivka

COVER: Veinlet of black metacinnabarite in calcite-cinnabar vein. The thickness of metacinnabarite veinlet is to 1 mm. Locality – Merník. Collection – Institute of chemical technology in Prague. Photograph: D. Slivka

MINERALIA SLOVACA
Volume 36 – 2004
CONTENT

Andráš, P.: Importance and tasks of mineralogy in the process of the recognition and protection of the cultural heritage 43
Andráš, P., Križáni, I. & Jeleň, S.: Minerals of the human body 129
Antal, B.: Ore mineralization in Mesozoic carbonates of the Slovinky-Hrbok locality (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.) 23
Aubrecht, R., Gaži, P., Bučová, J., Hlavatá, J., Sestrienka, J., Schlögl, J. & Vlačiky, M.: On the age and nature of the so-called Zázrivá Beds (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians) 1
Bakos, F., Mikuš, T., Biroň, A. & Vavrová, J.: Hydrothermal Au mineralization near Harmanec (Starohorské vrchy Mts., Western Carpathians) 291
Baluchová, B., Fejdi, P. & Bobro, M.: Study of mineral dust in the region of Nižná Slaná (Central Slovakia): Environmental implications 357
Bendík, A.: Ammonite fauna of superfamily Psiloceratacеae Hyatt, 1867 from the Lower Jurassic limestone formations of the Veľká Fatra Mts. (Central Western Carpathians, Slovakia) 7
Bezák, V.: Metallogenesis and tectonometamorphic development of the Veporicum 17
Broska, I., Vdovcová, K., Konečný, P., Siman, P. & Lipka, J.: Titanite in the granitoids of the Western Carpathians: Distribution and composition 237
Fediuk, F., Langrová, A. & Melka, K.: Origin and disintegration of hydroxyapophyllite in a pipe breccia of olivine melilitite at Kytlice near Nový Bor, Northern Bohemia 323
Ferenc, Š.: New occurrences of Te minerals in the western part of the Slovenské rudohorie Mts. 317
Filová, I. & Putiš, M.: Lithological-petrographical study of the North-Veporic metamafics 195
Gregor, M., Uher, P. & Bezák, J.: Dawsonit occurrence in Liassic limestones from Záblatie near Trenčín 349
Hanes, R. & Putiš, M.: Cataclasites and pseudotachylites in granitoid rocks of the Vysoké Tatry Mts. 169
Holec, P., Krempaská, Z. & Pomorský F.: Shark tooth of species *Xiphodolamia eocaena* (Woodward, 1889) from Ďurkovec stone quarry near Spišské Tomášovce (Slovakia) 83
Hovorka, D.: Lapilli, accretionary lapilli, consequence of rolling down the slope or concretions in pyroclastic rocks of the Hronic Unit of the Malé Karpaty Mts. (the Western Carpathians)? 137
Hovorka, D. & Michalík, T.: Raw materials of the Neolithic stone artifacts from the site Trenčín 35
Hroncová, Z. & Vavrová, J.: The importance of mineral composition analysis for more intensive and diversified use of selected non-metallic raw material 101
Ingár, K. & Wagner, P.: Analysis of the origin, development and actual state of the catastrophic Handlová landslide from the 1960/1961 119
Kohút, M.: The orthogneisses of the Western Carpathians: An overview 141
Kollárová, V.: Green cores in pyroxenes of basalts and basaltic andesites from Central Slovakian Volcanic Field (Banská Štiavnica-Kalvária, Turček – Kremnické vrchy Mts.) 216
Konečný, P., Siman, P., Holický, I., Janák, M. & Kollárová, V.: Method of monazite dating by means of the electron microprobe 225
Lalinská, B., Kyselica, M. & Chovan, M.: Hydrothermal mineralization in the Lom deposit, Nízke Tatry Mts. 265
Litochleb, J., Sejkora, J. & Ozdín, D.: Roquésite from the Příbram-Březové hory polymetallic deposit, Czech Republic 353
Luptáková, J. & Pršek, J.: Sulphosalts from Pb-Zn mineralization at Jasenie-Soviansko deposit (Nízke Tatry Mts.) 286
Majdán, M., Putiš, M. & Ondrejka, M.: Orthogneisses of the Veľká Lúka Massif in the Malá Fatra Mts. 157
Matula, M.: Inovation research topics in the development of engineering geology 107
Moravanský, D. & Lipka, J.: Phyllosilicates and carbonates from hydrothermally altered metamorphic rocks in the Pezinok Sb-Au deposit, Western Carpathians, Slovakia 247
Olšavský, M.: Position of the Drienok nappe towards the underlying tectonic units and its Lower Triassic development 77
Ozdín, D.: Symbols of minerals approved by IMA 367
Ozdín, D.: New minerals approved by IMA and published in 2001–2002 371
Ozdín, D. & Uher, P.: Error correction in the monograph Slovak names of minerals 378
Ozdín, D. & Pršek, J.: Sulphosalts of lillianite homologous series from the hydrothermal mineralizations of Nízke Tatry Mts. 279
Ozdín, D. & Gregor, M.: Cinnabar from the metabasite deposit Pezinok-Kolársky vrch 380
Pipík, R.: Freshwater ostracods (Ostracoda) and Upper Miocene paleobiotopes of the northern part of the Turiec Depression (Slovakia) 87
Pipík, R., Baliak, F., Malgot, J. & †Bartók, J.: Engineering-geological characteristics of the Devín rock massif and its influence on stability of the historical buildings 29
Pršek, J. & Ozdín, D.: Nuffieldite $Pb_2Cu(Pb,Bi)Bi_2S_7$ from the hydrothermal mineralizations of the Nízke Tatry Mts. 273
Putiš, M., Hrdlička, M. & Uher, P.: Lithology and granitoid magmatism of Lower Paleozoic in the Malé Karpaty Mts. 183
Salaj, J. & Štemproková-Jírová, D.: Remarks on Coniacian microbiostratigraphy in the Tethyan and Boreal realms 61
Salaj, J., Lipka, J., Ševula, L. & Puškelová, L.: Glauconites as climatic indicators of sedimentary rock formation 71
Sejkora, J., Kúšik, D. & Gabašová, A.: Römerite $Fe^{2+}Fe^{3+}_2(SO_4)_4 \cdot 14H_2O$ at the Bankov deposit, Košice (Slovak Republic) 339
Sejkora, J., Litochleb, J., Černý, P. & Ozdín, D.: Bi-Te mineral association from Župkov (Vtáčnik Mts., Slovak Republic) 303
Sejkora, J., Ďuďa, R., Čejka, J., Ederová, J. & Novotná, M.: Taranakite $(K,NH_4)Al_3(PO_4)_3(OH) \cdot 9H_2O$ originated by decomposition of bat guano in the Domica cave (Slovak Republic) 343
Tréger, M., Malachovský, P., Mesarčík, I., Kilík, J. & Mihál, F.: Position of Betliar Formation in Gemericum geological structure 51
Uhlík, P. & Majzlan, J.: Conditions of mixed-layer illite-smectite formation at the deposit Dolná Ves on the southwest margin of Kremnica stratovolcano 331
Ulrych, J. & Adamovič, J.: (Ultra)mafic mantle xenoliths in Cenozoic alkaline volcanics of the Bohemian Massif (Czech Republic) 205

MINERALIA SLOVACA
Ročník 36 – 2004
OBSAH

Andráš, P.: Význam a úlohy mineralógie pri poznávaní a ochrane kultúrneho dedičstva 43
Andráš, P., Križáni, I. & Jeleň, S.: Minerály ako súčasť ľudského organizmu 129
Antal, B.: Zrudnenie v mezozoických karbonátoch Slovinky-Hrbok (Spišsko-gemerské rudohorie) 23
Aubrecht, R., Gaži, P., Bučová, J., Hlavatá, J., Sestrienka, J., Schlögl, J. & Vlačiky, M.: O veku a charaktere takzvaných zázrivských vrstiev (pieninské bradlové pásmo, Západné Karpaty) 1
Bakos, F., Mikuš, T., Biroň, A. & Vavrová, J.: Hydrotermálna Au mineralizácia v Harmanci (Starohorské vrchy) 291
Baluchová, B., Fejdi, P. & Bobro, M.: Prašný spad v oblasti Nižnej Slanej z hľadiska environmentálnej mineralógie 357
Bendík, A.: Amonitová fauna superčeľade Psiloceratacеae Hyatt, 1867 zo súvrstvia spodnojurských vápencov vo Veľkej Fatre (Centrálne Západné Karpaty) 7
Bezák, V.: Metalogenéza a tektonometamorfný vývoj veporika 17
Broska, I., Vdovcová, K., Konečný, P., Siman, P. & Lipka, J.: Titanit v granitoidoch Západných Karpát – distribúcia a zloženie 237
Fediuk, F., Langrová, A. & Melka, K.: Vznik a rozpad hydroxyapofylitu v komínové brekcii olivinického melilititu v Kytlicích u Nového Boru, severní Čechy 323
Ferenc, Š.: Nové výskyty minerálov telúru v západnej časti Slovenského rudohoria 317
Filová, I. & Putiš, M.: Litologicko-petrografické štúdium metamafitov severného veporika 195
Gregor, M., Uher, P. & Bezák, J.: Výskyt dawsonitu v liasových vápencoch v Záblatí pri Trenčíne 349
Hanes, R. & Putiš, M.: Kataklazity a pseudotachylity zlomových zón v granitoidoch Vysokých Tatier 169
Holec, P., Krempaská, Z. & Pomorský F.: Zub žraloka druhu *Xiphodolamia eocaena* (Woodward, 1889) v lome Ďurkovec pri Spišských Tomášovciach (Slovensko) 83
Hovorka, D.: Lapily, akrečné lapily – dôsledok pohybu na svahu alebo konkrécie v pyroklastikách hronika Malých Karpát? 137
Hovorka, D. & Michalík, T.: Suroviny kamenných neolitických nástrojov z lokality Trenčín 35
Hroncová, Z. & Vavrová, J.: Význam analýzy minerálneho zloženia pre intenzifikáciu a diverzifikáciu využívania vybraných nerudných surovín 101
Ingár, K. & Wagner, P.: Analýza vzniku, vývoja a súčasného stavu katastrofálneho handlovského zosuvu z rokov 1960/1961 119
Kohút, M.: Ortoruly Západných Karpát – prehľad poznatkov 141
Kollárová, V.: Zelené jadrá v pyroxénoch bazaltov a bazaltických andezitov oblasti stredoslovenských neovulkanitov (Banská Štiavnica-Kalvária, Turček – Kremnické vrchy) 216
Konečný, P., Siman, P., Holický, I., Janák, M. & Kollárová, V.: Metodika datovania monazitu pomocou elektrónového mikroanalyzátora 225
Lalinská, B., Kyselica, M. & Chovan, M.: Hydrotermálna mineralizácia ložiska Lom, Nízke Tatry 265
Litochleb, J., Sejkora, J. & Ozdín, D.: Roquésit z polymetalického ložiska Příbram-Březové hory, Česká republika 353
Luptáková, J. & Pršek, J.: Sulfosoli z Pb-Zn mineralizácie na ložisku Jasenie-Soviansko (Nízke Tatry) 286
Majdán, M., Putiš, M. & Ondrejka, M.: Ortoruly masívu Veľká lúka v Malej Fatre 157
Matula, M.: Inovačné témy výskumu v rozvoji inžinierskej geológie 107
Moravanský, D. & Lipka, J.: Fylosilikáty a karbonáty z hydrotermálne alterovaných metamorfovaných hornín na Sb-Au ložisku Pezinok 247
Olšavský, M.: Pozícia drienockého príkrovu k podložným tektonickým jednotkám a jeho spodnotriasový vývoj 77
Ozdín, D.: Skratky minerálov schválené IMA 367
Ozdín, D.: Nové minerály schválené IMA a publikované v rokoch 2001–2002 371
Ozdín, D. & Uher, P.: Erráta publikácie Slovenské názvy minerálov 378
Ozdín, D. & Pršek, J.: Sulfosoli homologického radu lillianitu z hydrotermálnych mineralizácií Nízkych Tatier 279
Ozdín, D. & Gregor, M.: Cinabarit z metabazitov ložiska Pezinok-Kolársky vrch 380
Pipík, R.: Sladkovodné lastúrničky (Ostracoda) a vrchnomiocénne paleobiotopy severnej časti Turčianskej kotliny 87
Pipík, R., Baliak, F., Malgot, J. & †Bartók, J.: Inžiniersko-geologická charakteristika devínskej hradnej skaly a jej vplyv na stabilitu historických objektov 29
Pršek, J. & Ozdín, D.: Nuffieldit $Pb_2Cu(Pb,Bi)Bi_2S_7$ z hydrotermálnych mineralizácií Nízkych Tatier 273
Putiš, M., Hrdlička, M. & Uher, P.: Litológia a granitoidný magmatizmus staršieho paleozoika Malých Karpát 183
Salaj, J. & Štemproková-Jírová, D.: Poznámky ku kotvačke mikrobiostratigrafii tetydnej a boreálnej oblasti 61
Salaj, J., Lipka, J., Ševula, L. & Puškelová, L.: Glaukonity ako klimatické indikátory sedimentárnych formácií 71
Sejkora, J., Kúšik, D. & Gabašová, A.: Römerit $Fe^{2+}Fe^{3+}_2(SO_4)_4 \cdot 14H_2O$ na ložisku Bankov v Košiciach 339
Sejkora, J., Litochleb, J., Černý, P. & Ozdín, D.: Bi-Te minerálna asociácia zo Župkova (Vtáčnik, Slovenská republika) 303
Sejkora, J., Ďuďa, R., Čejka, J., Ederová, J. & Novotná, M.: Taranakit $(K,NH_4)Al_3(PO_4)_3(OH) \cdot 9H_2O$ vzniknutý rozkladem guána netopýrů v jeskyni Domica (Slovenská republika) 343
Tréger, M., Malachovský, P., Mesarčík, J., Kilík, J. & Mihál', F.: Pozícia betliarskeho súvrstvia v geologickej stavbe gemerika 51
Uhlík, P. & Majzlan, J.: Podmienky vzniku zmiešanovrstvového illitu/smektitu na ložisku Dolná Ves na juhozápadnom okraji kremnického stratovulkánu 331
Ulrych, J. & Adamovič, J.: (Ultra)mafické plášťové xenolity v kenozoických alkalických vulkanitech Českého masívu (Česká republika) 205

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 1–8

Návrh environmentálnogeochemickej regionalizácie Slovenskej republiky

STANISLAV RAPANT

Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava; rapant@gssr.sk

(Doručené 8. 6. 2004, revidovaná verzia doručená 25. 8. 2004)

Proposal of the environmental-geochemical regionalization of the Slovak Republic

Based on calculations and spatial synthesis of environmental risk index [I_{ER}] distribution the territory of Slovak Republic was from the point of view of geological environment contamination (groundwater, soils and stream sediments) divided into 5 basic environment quality levels: high [53 % of Slovak territory], convenient [28.5 %], slightly disturbed [8 %], disturbed [9.5 %] and highly disturbed [1 %]. Fourteen most significant contaminated regions of Slovakia were determined and characterized in areas with disturbed and highly disturbed environments.

Key words: Environmental-geochemistry, contamination, regionalization, groundwater, soils, sediments

Úvod

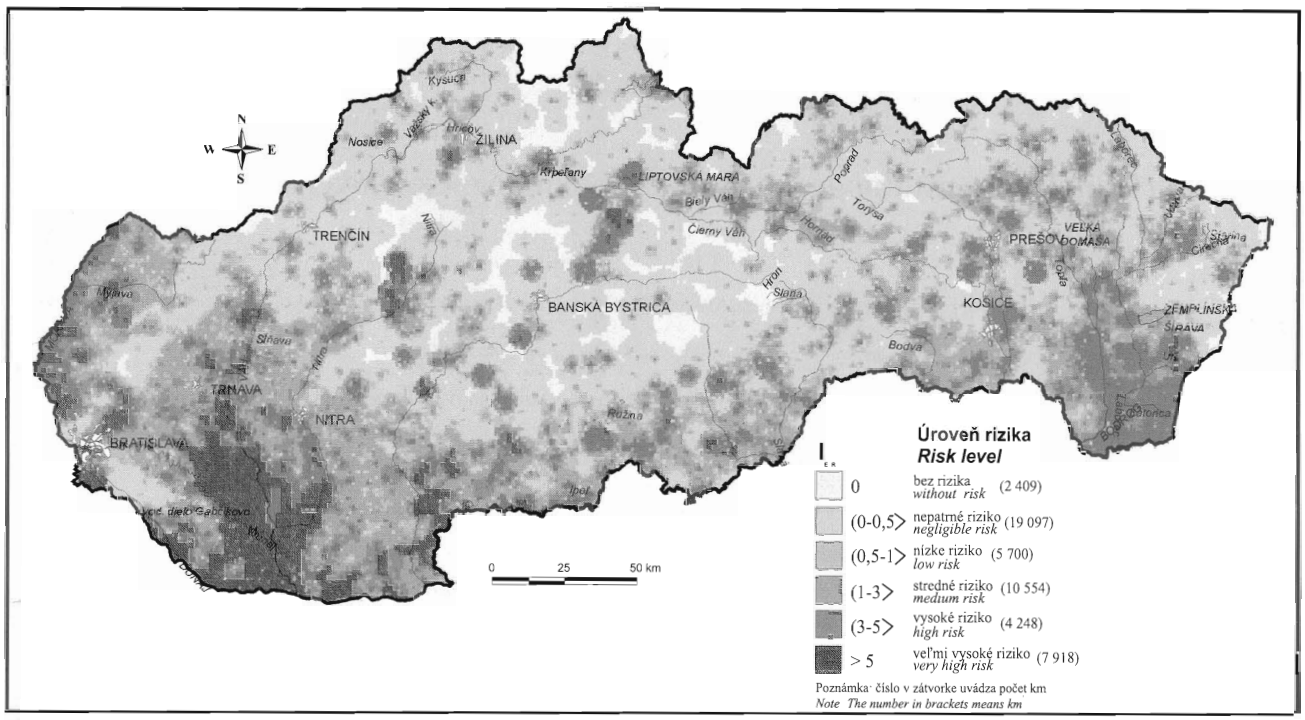
Deväťdesiate roky 20. stor. znamenali v environmentálnogeochemickom mapovaní Slovenskej republiky skokový až revolučný posun. Najmä programy *Geochemických atlasov a Environmentálnogeochemických máp regiónov Slovenskej republiky* (Vrana et al., 1997; Rapant et al., 1999) výrazne rozšírili a prehĺbili poznatky o distribúcii chemických prvkov/zložiek/parametrov v geologických zložkách životného prostredia. Slovenská republika sa tým v rámci poznávania geochemického prostredia zaradila na popredné miesto vo svete, a to na celoslovenskej aj regionálnej úrovni. Úroveň poznania geochemického pozadia Slovenskej republiky je taká vysoká, že na základe národných geochemických báz dát bolo možno začať spracúvať nadstavbové interpretácie týkajúce sa rôznych oblastí, napr. monitoring, kritické záťaže, geomedicína a pod. Územie Slovenskej republiky sa vďaka komplexnosti geochemických báz dát stalo aj pravidelnou súčasťou medzinárodných projektov z hľadiska ochrany a tvorby životného prostredia (Babiaková et al., 1998; Bodiš a Rapant, 2000; Khun et al., 2000; Vrana a Malík, 2003; Fordyce et al., 2004). Jednou z ďalších možností využitia národných geochemických báz dát je environmentálnogeochemická regionalizácia Slovenskej republiky, ktorá ako súčasť environmentálnej regionalizácie Slovenska (Bohuš et al., 2002) poskytuje objektívne a ucelené údaje o stave znečistenia geologických zložiek životného prostredia.

Materiál a metódy spracovania

Základom environmentálnogeochemickej regionalizácie Slovenska boli národné geochemické bázy dát z programu *Geochemických atlasov SR*, a to časť *Podzemné vody* (Rapant et al., 1996), *Pôdy* (Čurlík a Šefčík, 1999) a *Riečne sedimenty* (Bodiš a Rapant, eds., 1999), ktoré sa v prvom kroku spracovali podľa metodických pokynov na hodnotenie a riadenie rizikových analýz (MP MŽP SR 623/98-2; Rapant, 2002). Na základe výpočtu a mapového vyjadrenia distribúcie sumárneho rizikového robustného kritéria – *Indexu environmentálneho rizika* (I_{ER}) sa spracovali mapy hodnotenia environmentálneho rizika (ER) z kontaminácie jednotlivých geologických zložiek životného prostredia (obr. 1–3; Rapant a Kordík, 2003; Rapant et al., 2004) a z nich sa potom vytvorila sumárna mapa hodnotenia environmentálneho rizika Slovenskej republiky (obr. 4). Do spracúvania máp boli zahrnuté prvky a zložky chemického zloženia vôd, pôd a riečnych sedimentov limitované slovenskými environmentálnymi štandardmi. V tab. 1 sa uvádzajú hodnotené prvky/zložky, ich limitná hodnota, počet hodnotených vzoriek, ako aj počet vzoriek prekračujúcich limitné hodnoty. Príslušné limitné hodnoty možno považovať za obsah, ktorý charakterizuje prípustnú mieru znečistenia životného prostredia, a stanovujú sa v súlade s dosiahnutým stavom pozadia tak, aby sa neohrozovalo zdravie ľudí, ďalšie živé organizmy a ostatné zložky životného prostredia. Pri výpočtoch sa použili limitné hodnoty nasledujúcich noriem: pri podzemnej vode *vyhláška MZ SR č. 29/2002 Z. z. o požiadavkách na pitnú vodu a kontrolu kvality pitnej vody*, pri pôde a riečnych sedimentoch *rozhodnutie MP SR č. 531/1994-540 o najvyšších prístupných hodnotách škodlivých látok v pôdach*. Pri podzemnej vode ide o medzné hodnoty a pri pôde a riečnych sedimentoch o referenčné hodnoty A.

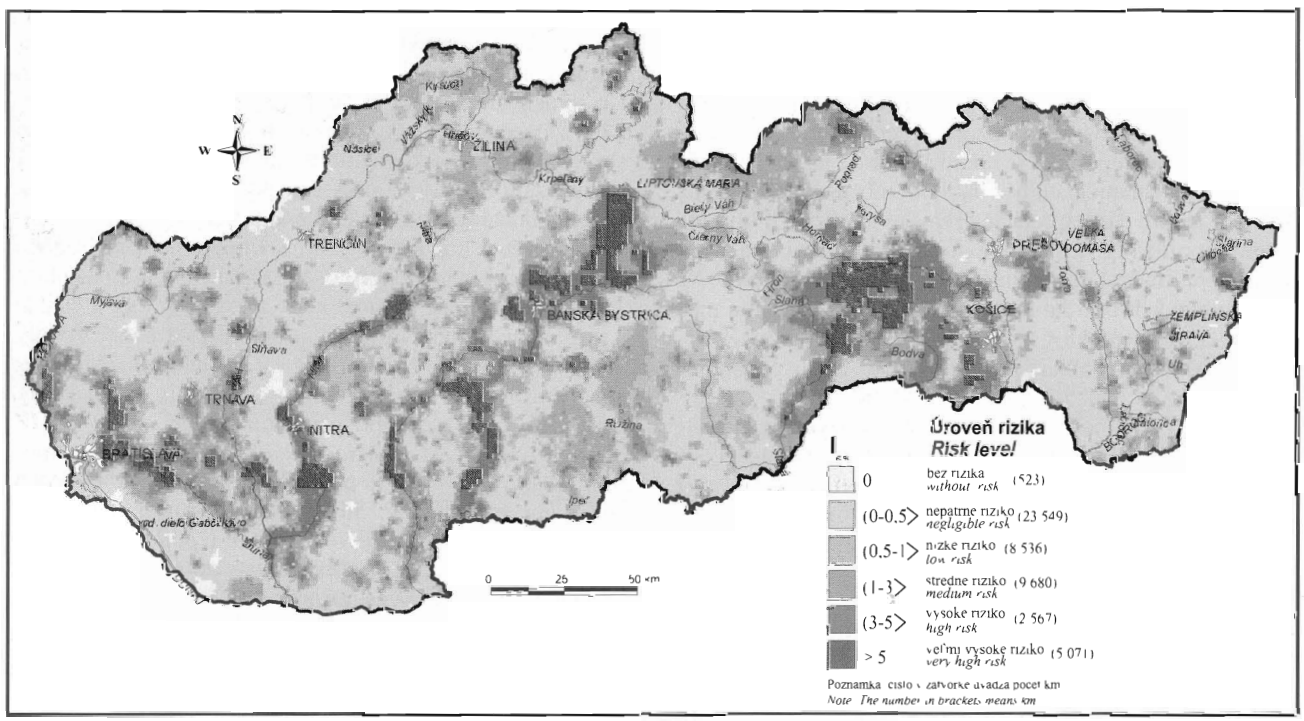
Pri environmentálnej regionalizácii Slovenska sa definovalo päť úrovní životného prostredia (Bohuš et al., 2002), a to prostredie 1. vysokej úrovne, 2. vyhovujúce, 3. mierne narušené, 4. narušené a 5. silne narušené.

1. stupeň predstavuje stav životného prostredia najmenej ovplyvnený činnosťou človeka, najbližší stavu ekolo-

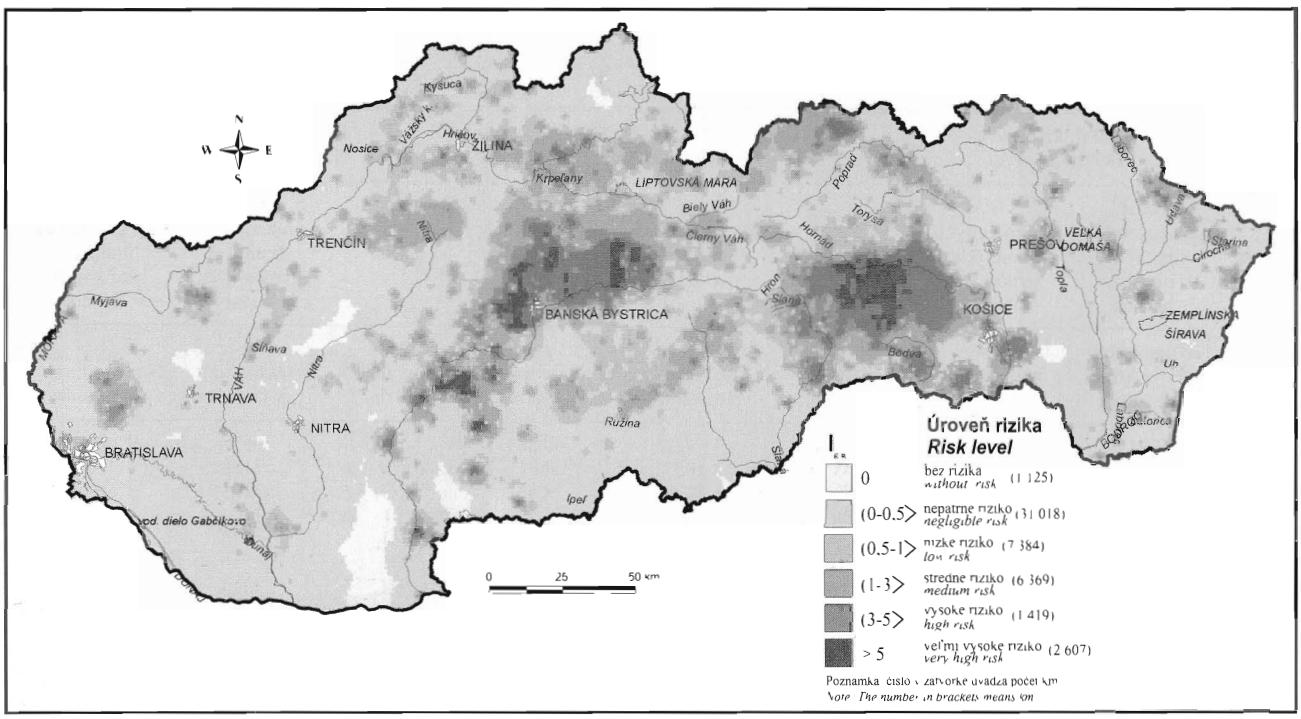


Obr. 1. Hodnotenie environmentálneho rizika z kontaminácie podzemných vôd.
Fig. 1. Environmental risk assessment map of groundwater contamination.

gickej rovnováhy, 5. stav životného prostredia extrémne zmenený a ovplyvňovaný činnosťou človeka s najvyšším podielom environmentálnych záťaží, 3. stredný stav negatívneho ovplyvnenia životného prostredia a 2. a 4. stupeň predstavujú prechodné hodnoty medzi krajnými stavmi a indexovaným stredom. Územia, v ktorých sa kumulujú



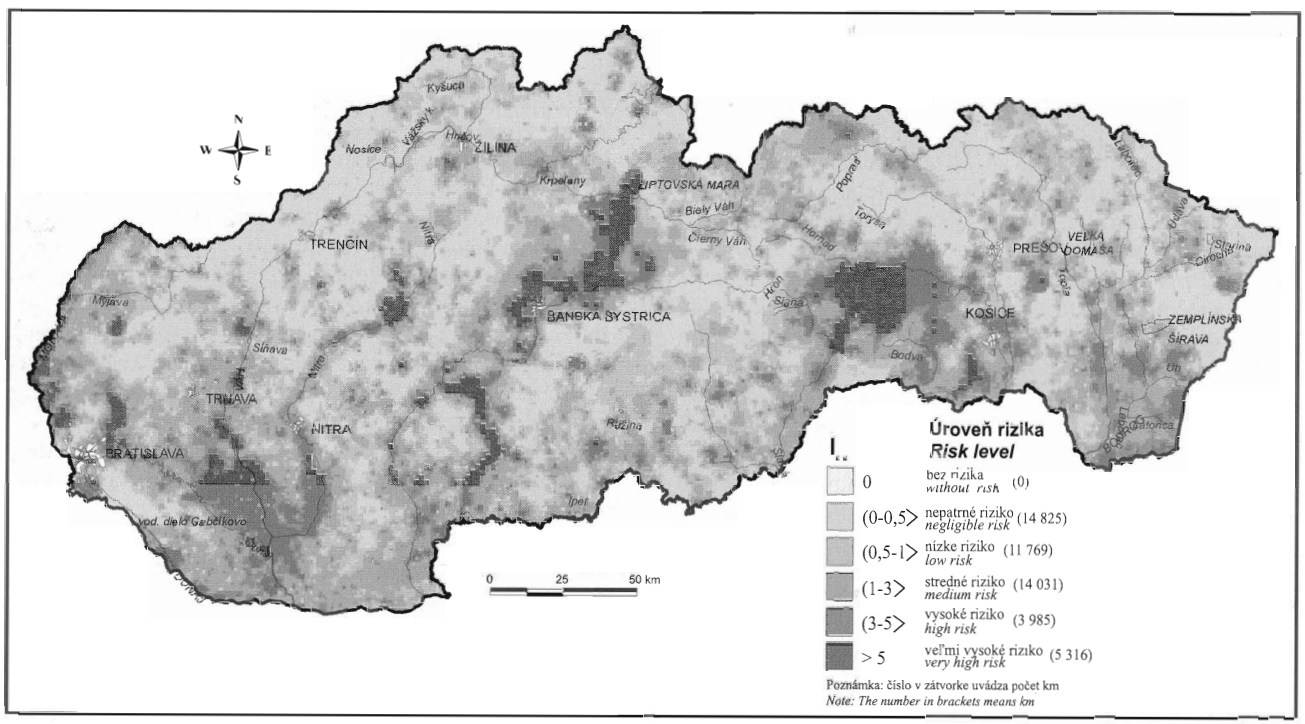
Obr. 2. Hodnotenie environmentálneho rizika z kontaminácie [illegible] sedimentov
Fig. 2. Environmental risk assessment map of stream sediments contamination



Obr. 3. Hodnotenie environmentálneho rizika z kontaminácie pôdy
Fig. 3. Environmental risk assessment map of soil contamination

environmentálne záťaže, sa označili ako ohrozené oblasti – regióny s ohrozeným životným prostredím (Bohuš, 2002).

Z hľadiska kontaminácie geologických zložiek životného prostredia sa podľa pôvodu rozlišujú dve základné kategórie kontaminácie, a to geogénne a antropogénne.



Obr. 4. Hodnotenie environmentálneho rizika z kontaminácie geologického prostredia Slovenskej republiky
Fig. 4. Environmental risk assessment map of geological environment contamination of Slovak Republic.

Tab. 1
Prehľad hodnotených prvkov/zložiek použitých pri výpočte indexu environmentálneho rizika
Overview of the evaluated elements/compounds used for calculation of the environmental risk index

Pôdy n = 5189 (horizont A) Soils n = 5189 (horizon A)			Sedimenty n = 24 422 Sediments n = 24 422			Podzemná voda n = 16 359 Groundwater n = 16 359		
Prvok	Počet prekročených limitných rizikových hodnôt	% prekročených limitných rizikových hodnôt	Prvok	Počet prekročených limitných rizikových hodnôt	% prekročených limitných rizikových hodnôt	Prvok	Počet prekročených limitných rizikových hodnôt	% prekročených limitných rizikových hodnôt
Element	Number of above limit risk values	% of above limit risk values	Element	Number of above limit risk values	% of above limit risk values	Element	Number of above limit risk values	% of above limit risk values
$I_{LR} > 0$	2797	53,90	$I_{LR} > 0$	14 722	60,26	$I_{LR} > 0$	6655	40.68
As	188	3.62	As	1053	4,31	TDS	2188	13.37
Ba	544	10.48	Ba	7039	28.82	NO_3	3278	20.03
Be	26	0,50	Be	552	2.26	Cl	1100	6.72
Cd	262	5.05	Cd	1303	5,34	SO_4	738	4.51
Co	69	1.33	Co	443	1.81	F	16	0.10
Cr	410	7,90	Cr	1620	6,63	NH_4	315	1.93
Cu	336	6.48	Cu	3260	13.35	Na	45	0.28
Hg	388	7.48	Hg	2402	9.84	Fe	950	5.81
Mo	622	11.99	Mo	1452	5,95	Mn	2655	16.23
Ni	1097	21.14	Ni	4188	17.15	Al	170	1.03
Pb	141	2.72	Pb	347	1.42	As	239	1.46
Se	12	0,23	Se	1164	4.77	Sb	118	0.72
Sn	10	0,19	Sn	146	0.60	Cd	104	0.64
V	387	7.46	V	1633	6,69	Cr	30	0,18
Zn	152	2.93	Zn	3954	16,19	Cu	0	0
Sb	277	5.41	Sb	1754	7.18	Hg	54	0.33
						Pb	116	0.71
						Se	76	0,46
						Zn	269	1.64

Poznámka: $I_{LR} > 0$ – aspoň jeden z hodnotených prvkov prekračuje limitné rizikové hodnoty
Note: $I_{LR} > 0$ – at least one of the examined elements exceeds limit risk values

Geogénne zdroje pochádzajú primárne z horninového prostredia, najmä z osobitých typov hornín, ložísk nerastných surovín, mineralizovaných a geochemicky zmenených zón v horninovom prostredí alebo emitovaných z prírodných zdrojov, ako sú napr. vulkanické exhaláty, popol, plynné aerosóly, termálna voda a soľanka. *Antropogénne zdroje* kontaminácie sú dôsledkom ľudskej a technogénnej činnosti. Do environmentálnych zložiek môžu vstupovať priamo cez atmosféru alebo prostredníctvom kontaminovanej vody a najrôznejšieho odpadu. Na mnohých miestach sa tieto základné genetické typy kontaminácie v rozličnom pomere spájajú a vtedy možno hovoriť o *geogénno-antropogénnej kontaminácii*. Ide najmä o územia pod historickými banskými oblasťami, do ktorých sa kontaminanty rozličnými cestami gravitačne alebo difúzne prenášajú.

Ako vidno, z environmentálnogeochemického hľadiska úroveň životného prostredia podľa pôvodu kontaminácie geologických zložiek závisí od obsahu prvkov geogénneho aj antropogénneho pôvodu. Na mnohých územiach Slovenska, ktoré možno súhrnne nazvať historickými banskými oblasťami, je už primárne, geogénne podmienený obsah viacerých potenciálne toxických prvkov v pôde, vode a pod. v koncentrácii, ktorá môže ohrozovať ľudské zdravie, poškodzovať ekosystémy a tým obmedzovať využívanie životného prostredia. Z environmentálnogeochemického hľadiska sa teda musí rozlišovať pôvod kontaminácie látok, keďže napr. v Spišsko-gemerskom rudohorí je životné prostredie silne narušené najmä pre vysoký obsah potenciálne toxických prvkov prírodného pôvodu, kým v galantsko-seredskej oblasti prvkami/látkami antropogénneho pôvodu, aj keď celková úroveň „narušenia" je približne rovnaká. Z toho je zrejmé, že v rámci environmentálnogeochemickej regionalizácie treba okrem stupňa znečistenia geologických zložiek životného prostredia a kategorizácie územia definovať aj pôvod kontaminácie, lebo súbor opatrení na zlepšenie životného prostredia sa nevyhnutne musí modifikovať v závislosti od pôvodu kontaminácie regiónu.

Environmentálnogeochemická regionalizácia Slovenska

Na základe výpočtov a priestorovej syntézy distribúcie sumarizujúceho rizikového faktora – indexu environmentálneho rizika – možno územie Slovenskej republiky z hľadiska kontaminácie geologických zložiek životného prostredia v zmysle environmentálnej regionalizácie Slovenska rozdeliť do piatich základných úrovní (pozri tab.).

úroveň životného prostredia	I_{ER}	úroveň znečistenia	plocha v km²	% územia SR
vysoká	$I_{ER} \leq 1$	veľmi nízka	26 000	53,0
vyhovujúca	$I_{ER} \leq 3$	nízka	14 000	28,5
mierne narušená	$I_{ER} \leq 5$	stredná	3 900	8.0
narušená	$I_{ER} \leq 25$	vysoká	4 700	9,5
silne narušená	$I_{ER} > 25$	veľmi vysoká	500	1,0

V oblastiach s narušenou a silne narušenou úrovňou životného prostredia sa vyčlenili a charakterizovali najvýznamnejšie kontaminované regióny Slovenska (obr. 5), a to na základe priestorovej syntézy máp hodnotenia ER z podzemných vôd, pôd a riečnych sedimentov. Vyčlenené regióny sa vyznačujú vnútornou podobnosťou resp. vzájomnou odlišnosťou s okolitým územím. Do úvahy sa nebrali len prezentované a vypočítané výsledky sumárneho rizikového faktora (I_{ER}), ale aj vonkajšie a vnútorné vlastnosti kontaminantov zúčastňujúcich sa na I_{ER} (toxicita resp. nebezpečnosť hodnotených kontaminantov, schopnosť migrácie a pod.), ako aj fakt, že sa rizikové faktory (kontaminanty) museli výraznejšie prejaviť aspoň v dvoch z troch hodnotených médií. V tab. 2 je v prehľadnej forme podaná základná charakteristika vyčlenených kontaminovaných regiónov s narušenou až silne narušenou úrovňou životného prostredia aj s priemernou hodnotou I_{ER}, prevažujúci pôvod kontaminácie, ako aj najdôležitejšie kontaminanty a úroveň kontaminácie v jednotlivých geologických zložkách životného prostredia.

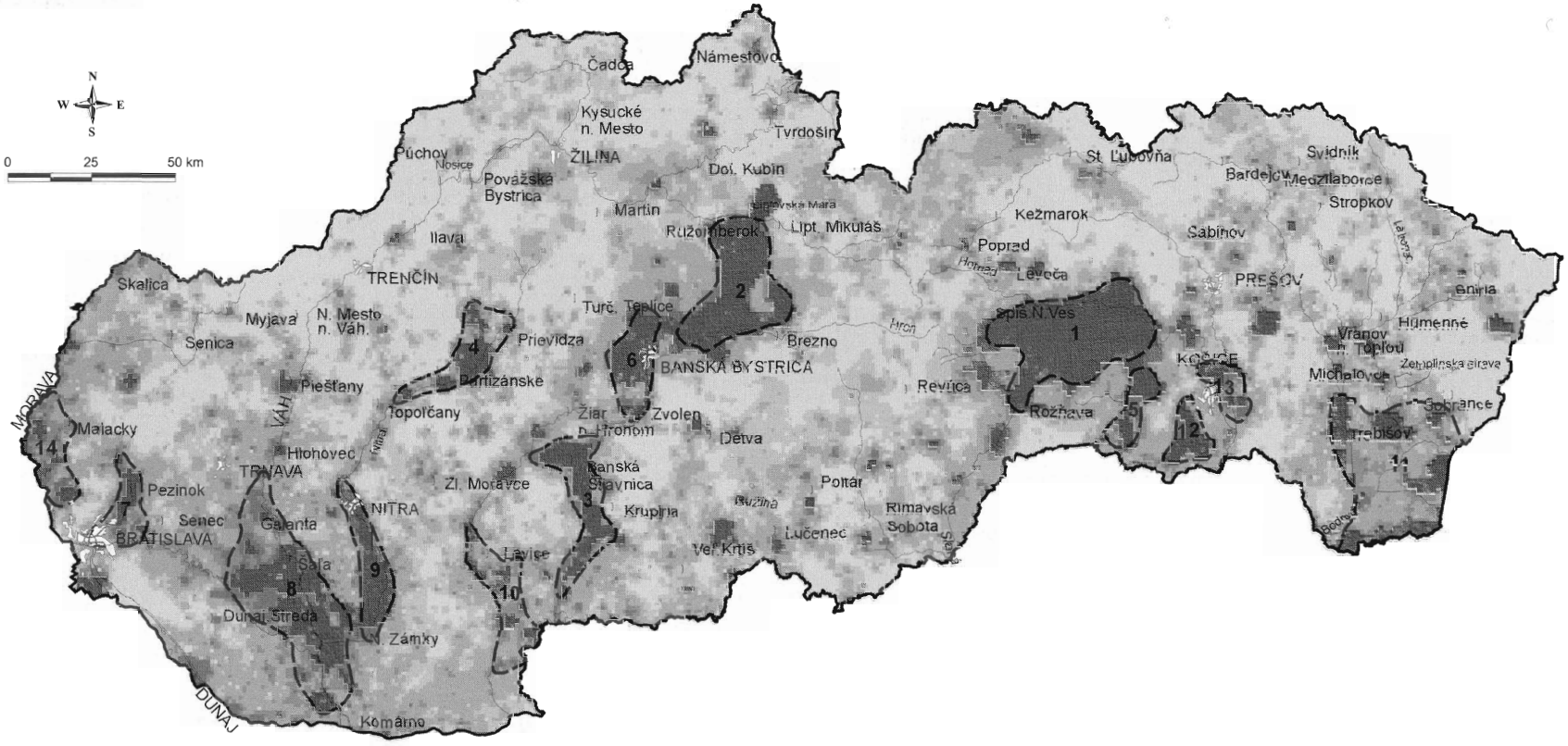
Na území Slovenskej republiky sa na kontaminácii geologických zložiek životného prostredia na jednej strane zúčastňuje obsah prvkov, zložiek a látok produkovaných ľudskou činnosťou – to je antropogénna kontaminácia – a na druhej je zvýšený obsah kontaminantov odrazom primárneho geologického prostredia – to je geogénna kontaminácia. Antropogénna kontaminácia sa na Slovensku najväčšmi viaže na husto osídlené, spriemyselnené a poľnohospodársky využívané oblasti. Vyskytuje sa hlavne v nížinách a v medzihorských kotlinách s vysokým potenciálom pre sociálnu a ekonomickú činnosť človeka. Geogénna kontaminácia sa vyskytuje najmä v horských oblastiach na územiach historickej banskej ťažby a úpravníctva nerastných surovín.

Na Slovensku sa vyčleňujú nasledujúce antropogénne kontaminované regióny: galantsko-seredský, nitriansko-šuriansky, levicko-železovský, trebišovsko-kráľovskochlmecký, juhokošický, severokošický a stupavsko-malacký. Antropogénna kontaminácia sa v nich prejavuje hlavne v podzemnej vode a v riečnych sedimentoch. V týchto regiónoch možno v podzemnej vode pozorovať najmä extrémne zvýšený obsah chloridov, dusičnanov, síranov, K, NH_4 iónov, Fe, Mn, fosforečnanov a zriedkavejšie potenciálne toxických prvkov. Do riek, potokov a kanálov sa v týchto oblastiach desaťročia dostával rozličný odpad a ústila aj kanalizácia. Pre relatívne veľmi silnú sorpčnú schopnosť a vysokú sorpčnú kapacitu riečnych sedimentov sa v nich zachytávajú a pretrvávajú kontaminanty rôzneho druhu a genézy, ktoré iba v obmedzenej miere odrážajú náhodné a krátkodobé vplyvy, a preto sú riečne sedimenty dlhodobým indikátorom stupňa znečiste-

Tab. 2
Základná charakteristika kontaminovaných regiónov Slovenska
Basic characteristics of contaminated regions of Slovakia

Kontaminované regióny	rozloha (km²)	I_{ER}	Najdôležitejšie kontaminanty			Úroveň kontaminácie		
			podzemná voda	pôda	riečne sedimenty	podzemná voda	pôda	riečne sedimenty
Contaminated regions	area (sqkm)		The most significant contaminants			Level of contamination		
			groundwater	soils	stream sediments	groundwater	soils	stream sediments
1. spišsko-gemerský	910	20,7	As, Sb, Fe, Mn	Hg, Sb, As	Cu, As, Hg, Pb, Sb	++	++++	++++
2. mikulášsko-brezniansky	650	14,5	As, Sb, SO_4	As, Sb, Cu	As, Sb, Cu, Hg	+++	++++	++++
3. štiavnicko-krupinský	400	9,0	Fe, Mn, SO_4, NO_3	Pb, Cu, Mo	Cd, Cu, Zn	++	+++	++++
4. hornonitriansky	320	8,1	As, Fe, Mn, NO_3	Hg, As	As, Hg	+++	+	+++
5. moldavský	150	20,3	Mn, NO_3, Fe	Ni, Cr, As, As	Sb, Ni, Cu	++	+++	++++
6. banskobystricko-zvolenský	280	13,8	Sb, Cd, As	Cu, Sb, Hg	Cu, Hg	+	+++	++++
7. bratislavsko-senecko-pezinský	220	7,1	NO_3, SO_4, Fe, Mn	Ba, Sb, Cu	Sb, As, Cu, Hg	+++	+	+++
8. galansko-seredský	1100	6,9	NO_3, SO_4, Mn, Fe	Ni, Cu	Hg, Cu, Cd, Zn, Cr	++++	+	++
9. nitriansko-šuriansky	290	7,0	NO_3, Mn, NH_4, Fe	Mo, Ba	Hg, Cd, Cr	++++	+	++++
10. levicko-železovský	350	4,3	NO_3, Mn, Fe	Cu, Sb, Hg	Zn, Cu, Hg	++++	+	++
11. trebišovsko-kráľovskochlmecký	1100	4,3	NO_3, TDS, Cl, Mn	Ni, Cu, Cr	Cu, Pb, Sc, Ni	++++	+	+
12. juhokošický	150	8,2	NO_3, Mn	Sb, As, Ni	Sb, As, Cd	++	++	++++
13. severokošický	140	6,5	Mn, Fe, NO_3	Cu, Sb, Hg	Cu, Ba	+++	++	+
14. stupavsko-malacký	300	6,8	Fe, Mn, NO_3, SO_4	Hg, Ni	Hg, Sb, Zn, Cu	++++	+	++

Poznámka: úroveň kontaminácie: ++++ veľmi vysoká, +++ vysoká, ++ stredná, + nízka
Note: level of contamination: ++++ very high, +++ high, ++ medium, + low



1 — vymedzenie znečistených regiónov s poradovým číslom
boundary specification of contaminated regions with a sequence number

krajské mestá
regional towns

okresné mestá
district towns

úroveň životného prostredia *level of environnemt*	I_{ER}	úroveň znečistenia *level of contamination*	km *sqkm*	% územie SR % of Slovak territory
vysoká *high*	≤ 1	veľmi nízka *very low*	26 000	53,0
vyhovujúca *convenient*	≤ 3	nízka *low*	14 000	28,5
mierne narušená *slightly disturbed*	≤ 5	stredná *medium*	3 900	8,0
narušená *disturbed*	≤ 25	vysoká *high*	4 700	9,5
silne narušená *highly disturbed*	>25	veľmi vysoká *very high*	500	1

Kontaminované regióny:
Contaminated regions:

1 spišsko-gemerský, **2** mikulášsko-breznianský, **3** štiavnicko-krupinský, **4** hornonitrianský, **5** moldavský, **6** banskobystricko-zvolenský, **7** bratislavsko-senecko-pezinský, **8** galantsko-sereďský, **9** nitriansko-šurianský, **10** levicko-želiezovský, **11** trebišovsko-kráľovskochlmecký, **12** juhokošický, **13** severokošický, **14** stupavsko-malacký

nia geologickej zložky životného prostredia (Bodiš a Rapant, eds., 1999). Podľa toho možno konštatovať, že v týchto antropogénnych oblastiach budú kumulované kontaminanty v riečnych sedimentoch (v našom prípade hlavne potenciálne toxických prvkov) ešte desaťročia environmentálnou záťažou, ktorá sa bude iba postupne uvoľňovať a odstraňovať.

Časť kontaminantov v riečnych sedimentoch je aj geogénneho pôvodu a do nížinných oblastí sa dostala z horských banských oblastí, často vzdialených aj desiatky kilometrov. Tieto prevažne antropogénne kontaminované regióny sú kontaminované tzv. koncentračným typom znečistenia, pri ktorom v regionálnom meradle nemožno presne rozlíšiť a určiť podiel priemyselného, poľnohospodárskeho, komunálneho a iného znečistenia. Ich účinok sa vzájomne v nerovnakej miere ovplyvňuje a prekrýva. V uvedených regiónoch, charakteristických hlavne antropogénnym znečistením, je veľmi nízka až prakticky nijaká kontaminácia pôdy, čo je veľmi priaznivá konštatácia, lebo ide o vysoko produkčné oblasti s najkvalitnejšou poľnohospodárskou pôdou na Slovensku.

V horských historicky známych banských oblastiach sa vyčlenili tieto *geogénne kontaminované regióny:* spišsko-gemerský, mikulášsko-brezniansky a štiavnicko-krupinský. Vyznačujú sa najmä prírodne podmieneným zvýšeným obsahom potenciálne toxických prvkov, hlavne As, Sb, Hg, Cd, Zn, Cu a Pb. Stáročia trvajúca banská činnosť porušila geologické prostredie a veľmi zintenzívnila mobilizáciu i výnos potenciálne toxických prvkov. Azda ešte výraznejšie ako ona sa na súčasnom stave životného prostredia negatívne prejavila úpravnícka a hutnícka činnosť a spracúvanie kovov. Mechanická, chemická, no aj gravitačná vodná a veterná, ale aj antropogénna migrácia podmienili transport kontaminantov často aj desiatky kilometrov od baní, háld a odkalísk. V týchto regiónoch je obsah kontaminantov v geologických zložkách (v pôde, vode a v sedimentoch) v súčasnosti už vlastne geogénno-antropogénneho pôvodu, ale primárnym zdrojom kontaminantov je geologické prostredie, a preto sa pokladajú za geogénne kontaminované. Najväčšmi je v nich kontaminovaná pôda a tá vytvára aj najkontrastnejšie a najvýraznejšie ohraničené anomálie potenciálne toxických kovov. Tieto kontaminanty sa veľmi výrazne kumulujú aj v riečnych sedimentoch a najmenej kontrastne sa prejavuje kontaminácia v podzemnej vode, čo vyplýva z rozdielnej schopnosti a nerovnakého dosahu migrácie kontaminantov v rozdielnych zložkách geologického prostredia. Z geogénne kontaminovaných regiónov je nesporne najviac kontaminovaný spišsko-gemerský, ktorý je – hlavne pokiaľ ide o pôdu a riečne sedimenty – celoplošne kontaminovaný širokou škálou potenciálne toxických prvkov, najmä As, Sb, Cu, Pb, Zn a iných prvkov.

Medzi *antropogénno-geogénne kontaminované* patrí hornonitriansky, bratislavsko-senecko-pezinský, moldavský a banskobystricko-zvolenský región. Úroveň životného prostredia v nich lokálne ovplyvňuje geologické prostredie (geogénna kontaminácia), ako aj antropogénna kontaminácia ako dôsledok intenzívneho využívania krajiny. Pre kombináciu uvedených zdrojov znečisťovania je v týchto antropogénno-geogénne kontaminovaných regiónoch väčšinou zvýšená úroveň kontaminácie vo všetkých hlavných geologických zložkách životného prostredia – vo vode, pôde i v sedimentoch, ale najvýraznejšie sa prejavuje v riečnych sedimentoch. Kontaminácia vody a pôdy je nižšieho stupňa a má aj nižšie plošné zastúpenie.

Z prehľadu je zrejmé, že prevažne geogénne kontaminované oblasti na Slovensku sú v horských oblastiach a vyznačujú sa najmä vysokou kontamináciou pôdy, kým antropogénne kontaminované regióny sú v nížinných oblastiach a je pre ne charakteristická najmä vysoká kontaminácia vôd. Uvedená environmentálnogeochemická regionalizácia je v plnom súlade s environmentálnou regionalizáciou Slovenskej republiky (Bohuš et al., 2002), ale pretože vychádza z objektívneho merania koncentrácie kontaminantov (750 tisíc analýz) v geologických zložkách životného prostredia a z jednotného postupu pri spracúvaní výsledkov, prezentované mapové vyjadrenie predstavuje podstatnú objektivizáciu a spresnenie environmentálnej regionalizácie Slovenska, a to z hľadiska typu, povahy a rozsahu znečistených území Slovenska.

Záver

Návrh environmentálnogeochemickej regionalizácie, založený na výpočte a priestorovej distribúcii rizikového faktora – indexu environmentálneho rizika, vyjadruje relatívnu mieru environmentálnej záťaže a úrovne kontaminácie geologických zložiek životného prostredia Slovenskej republiky. Celková plocha kontaminovaných regiónov Slovenska je vyše 6000 km^2, čo je približne 12 % územia Slovenskej republiky. Z nich asi dve tretiny predstavuje územie s intenzívnym využívaním krajiny a s relatívne bohatým osídlením a okolo jednej tretiny predstavujú horské oblasti s nízkou hustotou osídlenia.

Environmentálnogeochemickou regionalizáciou Slovenskej republiky a vyčlenením štrnástich kontaminovaných regiónov Slovenska sa hlavne pre riadiacu sféru a ekologicko-environmentálny manažment spracoval objektívny podklad o znečistení geologických zložiek životného prostredia.

Literatúra

Babiaková, G., Bodiš, D., Chriašteľ, R., Pukančíková, K., Rapant, S., Rončák, P. & Závodský, D., 1998: Acidifikácia povrchových a podzemných vôd na území Slovenska. Kritické úrovne a kritické záťaže. *J. Hydrol. Hydromech., 46, 4–5, 288–323.*

◀ **Obr. 5.** Environmentálnogeochemická regionalizácia Slovenska. 1 – spišsko-gemerský, 2 – mikulášsko-brezniansky, 3 – štiavnicko-krupinský, 4 – hornonitriansky, 5 – moldavský, 6 – banskobystricko-zvolenský, 7 – bratislavsko-senecko-pezinský, 8 – galantsko-seredský, 9 – nitriansko-šuriansky, 10 – levicko-želiezovský, 11 – trebišovsko-kráľovskochlmecký, 12 – juhokošický, 13 – severokošický, 14 – stupavsko-malacký

Fig. 5. Environmental-geochemical regionalization of Slovakia.

Bohuš, P., 2002. Environmentálna regionalizácia Slovenska v roku 2002. *Enviromagazín, 7, 6, 8–9.*

Bohuš, P., Miklós, L. & Klinda, J., 2002: Environmentálna regionalizácia Slovenskej republiky. *MŽP SR, 86.*

Bodiš, D. & Rapant, S., eds., 1999: Geochemical atlas of Slovak Republic – part VI. Stream sediments. *Bratislava, GSSR, 145.*

Bodiš, D. & Rapant, S., 2000: Environmental geochemistry and environmental geochemical mapping of the Slovak Republic. *Slov. geol. mag., 6, 1, 5–16.*

Čurlík, J. & Šefčík, P., 1999: Geochemický atlas SR – Pôdy. *Bratislava, VÚPOP, 100.*

Fordyce, F. M., Vrana, K., Zhovinský, E., Toth, G., Hope, B., Povoroznuk, V., Illjinsky, U. & Baker, J., 2003: A fluoride risk assessment GIS for Central Europe – Hungary, Moldava, Slovakia and Ukrajine. ISEG, Final programme and book of abstracts, 21

Khun, M., Jurkovič, L. & Urminská, J., 2000: Medical geochemistry: A brief outline of the problems and practical application in the region of Žiarska kotlina Basin. SGM 1/2000, 6, 1, 17–26.

Rapant, S., Vrana, K. & Bodiš, D., 1996: Geochemical atlas of Slovakia – part I – Groundwater. *Bratislava, GSSR, 127*

Rapant, S., Rapošová, M., Bodiš, D., Marsina, K. & Slaninka, I., 1999: Environmental–geochemical mapping program in the Slovak Republic. *J. Geochem. Exploration, 66, 151–158.*

Rapant, S., 2002. Výpočet a mapové vyjadrenie environmentálneho rizika z kontaminácie geologického prostredia Slovenskej republiky *In. GEOCHÉMIA 2002. Bratislava, ŠGÚDŠ, 18–23*

Rapant, S. & Kordík, J., 2003: An environmental risk assessment map of the Slovak Republic: Application of data from geochemical atlases. *Environmental Geol., 44, 4, July, Springer-Verlag, 400–407*

Rapant, S., Vrana, K. & Čurlík, J., 2004: Environmentálne riziko z kontaminácie geologických zložiek životného prostredia Slovenskej republiky. *Bratislava, ŠGÚDŠ, 80.*

Vrana, K., Rapant, S., Bodiš, D., Marsina, K., Lexa, J., Pramuka, S., Maňkovská, B., Čurlík, J., Šefčík, P., Vojtaš, J., Daniel, J. & Lučivianský, L., 1997: Geochemical atlas of Slovak Republic at a scale 1 : 1 000 000. *J. Geochem. Exploration, 60, 7–37*

Vrana, K. & Malík, P., 2003: EU Nitrate Directive: Identification of vulnerable zones in the territory of Slovakia. *In Productional and environmental aspects of nitrogen use in agricultural land. Findings of heretofore research in China and Slovakia. Soil Science and Conservation Research Institute, Bratislava.*

Metodický pokyn MŽP SR z októbra 1998 č. 623/98-2 na postup hodnotenia a riadenia rizík.

Rozhodnutie MP SR o najvyšších prípustných hodnotách škodlivých látok v pôde a o určení organizácií oprávnených zisťovať skutočné hodnoty týchto látok (číslo 531/1994 – 540) MP SR, 1994.

Vyhláška MZ SR 29/2002 Z. z. z 9. januára 2002 o požiadavkách na pitnú vodu a kontrolu kvality pitnej vody.

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 9–26

Manínska a klapská jednotka – litostratigrafická náplň, tektonické zaradenie, paleogeografická pozícia a vzťah k váhiku

MILOŠ RAKÚS a JOZEF HÓK

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 5. 3. 2004, revidovaná verzia doručená 5. 4. 2004)

The Manín and Klape units: Lithostratigraphy, tectonic classification, paleogeographic position and relationship to Váhicum

New lithostratigraphic contents, tectonic and paleogeographic position of the Manín, Klape and Podháj units are presented in the article. The Late Cretaceous lithostratigraphic sequences, formerly ranged into Manín and Klape units, were shifted to the re-defined Podháj Unit. Paleotectonic position of the Manín Unit is located on outer/northern margin of the Tatricum. Paleotectonic position of the Klape Unit is placed externally to the Manín Unit. The Podháj Unit is considered as an inner/southern part of the Kysuca Unit of Pieniny Klippen Belt. The Váhicum is correlated with the Podháj Unit as an innermost part of the Pieniny Klippen Belt.

Key words: Manín Unit, Klape Unit, Váhicum, Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians

Úvod

V príspevku sa zaoberáme litostratigrafickým rozsahom a tektonickou pozíciou manínskej a klapskej jednotky a zároveň diskutujeme paleogeografické umiestnenie týchto jednotiek a ich vzťah k váhiku (sensu Plašienka, 1999).

Územie, ktoré bolo predmetom výskumu manínskej a klapskej jednotky, je na ľavobrežnej strane stredného Považia (obr. 1). Východiskom úvah a konštrukcie bola najmä nepublikovaná geologická mapa (Rakús). Pri jej dopĺňaní sa použili geologické mapy viacerých autorov (Began et al., 1963; Kysela a Rakús, 1983; Kysela, 1984; Marschalko a Kysela, 1980; Salaj, 1994).

Na stratigrafický rozsah, tektonické zaradenie a paleogeografickú pozíciu manínskej a klapskej jednotky sú vo všeobecnosti dve skupiny názorov.

Andrusov (1935, 1938) manínsku jednotku spájal s bradlovým pásmom, ale výskyt typickej urgónskej fácie v manínskej, ako aj vo vysokotatranskej „sérii" ho priviedli k myšlienke o ich paleogeografickej proximite. Explicitne ju v paleogeografickom obraze kládol medzi bradlové pásmo a tatrikum. Takéto chápanie trvalo zhruba do polovice 70. rokov 20. stor. (Andrusov, 1959, 1968, 1972 a 1974; Rakús, 1975 a 1977). Tektonicky sa manínska jednotka chápala ako samostatné pásmo pretransformované do príkrovovej podoby.

K odlišnému chápaniu manínskej jednotky dospel Maheľ (1946, 1948, 1950), ktorý akcentoval paleogeografickú nadväznosť tejto jednotky smerom k tatrickým jednotkám, t. j. na obalovú inoveckú „sériu", čo ho viedlo k zavedeniu názvu manínsko-inovecká séria (Maheľ, 1950). Maheľ (1978) neskôr svoj náhľad modifikoval a manínsku „sériu" zaradil do skupiny vysockých príkrovov fatrika, čo v paleogeografickom zmysle znamená, že manínsku jednotku umiestnil južnejšie (resp. vnútornejšie) od tatrika. S takouto interpretáciou sa stotožnil rad autorov, napr. Borza (1980), Michalík (1987, 1992, 1994), Michalík a Reháková (1994), Reháková a Michalík (1992) a Plašienka (1995b).

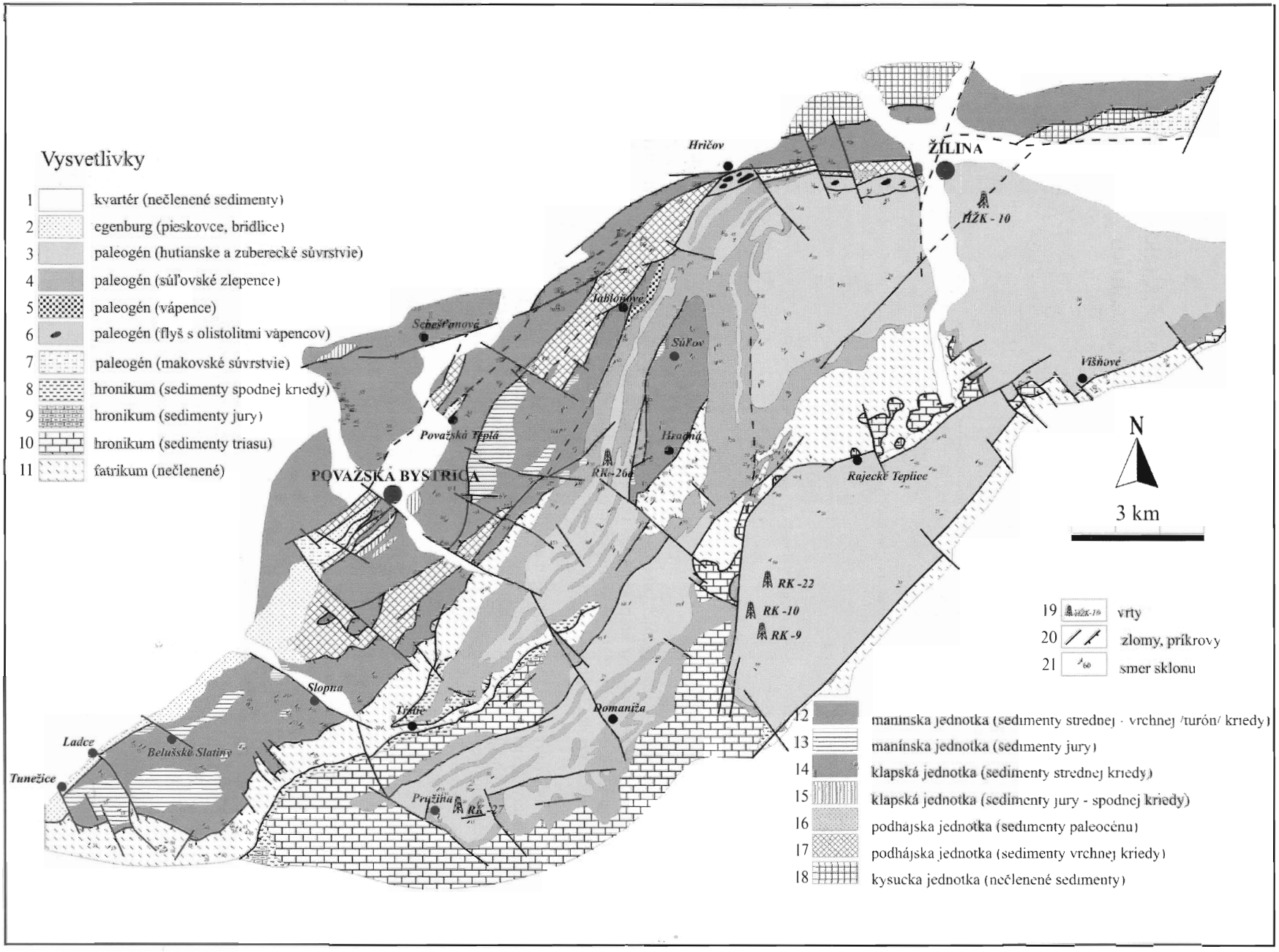
Vyčlenenie klapskej jednotky (Marschalko a Kysela, 1980), ktorá sa pokladala za súčasť manínskej, otázku pôvodnej pozície manínskeho sedimentačného priestoru ešte zvýraznilo. Úsilie o atraktívne riešenie paleogeografického umiestnenia manínskej a klapskej jednotky ponúka hypotéza Plašienku (1995b), ale tá naráža na komplikácie, ktoré ju do značnej miery spochybňujú (Mišík, 1996).

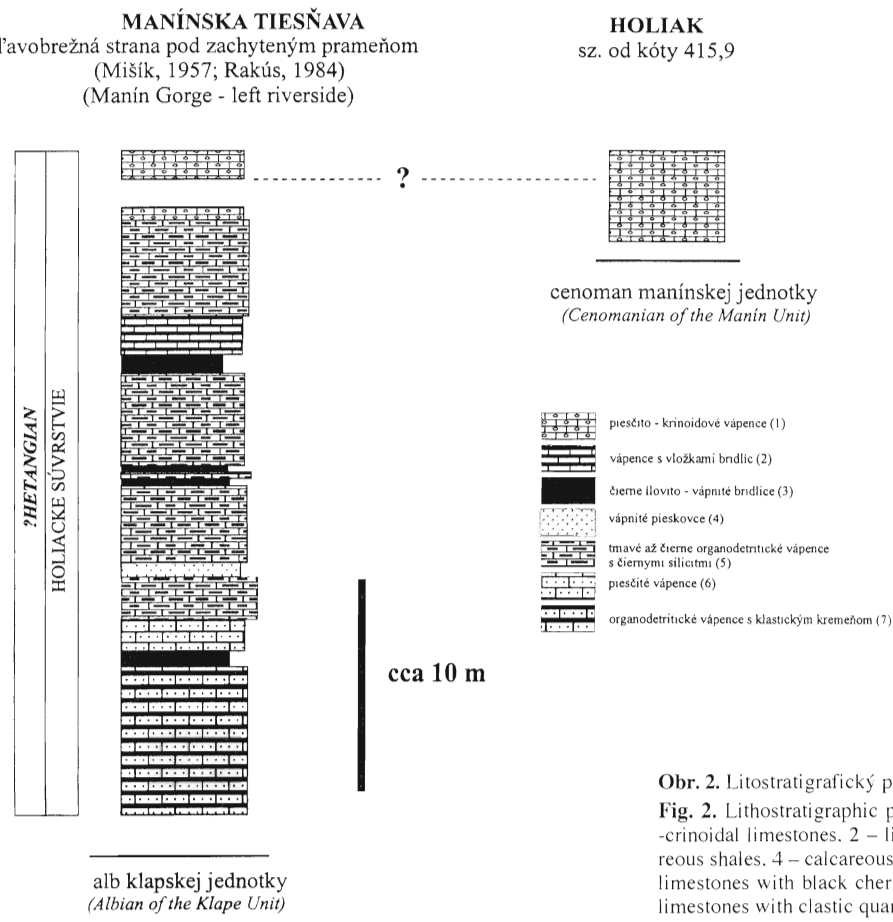
Manínska jednotka

Z hľadiska litologickej náplne vrstvového sledu manínskej jednotky možno vyčleniť dve skupiny sedimentárnych sekvencií (tab. 1). Prvá sa dá stotožniť s *manínsko-butkovskou skupinou* (sensu Rakús, 1977, 1997), druhá s *podmanínskou skupinou* (sensu Kysela et al., 1982).

Manínsko-butkovská skupina

Aj keď manínsko-butkovská skupina ako celok má veľa spoločných znakov, vo faciálnom vývine medzi oblasťou Malého a Veľkého Manína a Butkova možno pozorovať aj rozdiely. Hlavný je vo vývoji vrchného liasu a dogeru. V manínskom úseku v tomto období prevládal


Vysvetlivky
1 kvartér (nečlenené sedimenty)
2 egenburg (pieskovce, bridlice)
3 paleogén (hutianske a zuberecké súvrstvie)
4 paleogén (súľovské zlepence)
5 paleogén (vápence)
6 paleogén (flyš s olistolitmi vápencov)
7 paleogén (makovské súvrstvie)
8 hronikum (sedimenty spodnej kriedy)
9 hronikum (sedimenty jury)
10 hronikum (sedimenty triasu)
11 fatrikum (nečlenené)
12 maninska jednotka (sedimenty strednej - vrchnej /turón/ kriedy)
13 manínska jednotka (sedimenty jury)
14 klapská jednotka (sedimenty strednej kriedy)
15 klapská jednotka (sedimenty jury - spodnej kriedy)
16 podhajska jednotka (sedimenty paleocénu)
17 podhájska jednotka (sedimenty vrchnej kriedy)
18 kysucka jednotka (nečlenené sedimenty)
19 vrty
20 zlomy, príkrovy
21 smer sklonu
Hričov
ŽILINA
HŽK - 10
Jabloňové
Súľov
Sebešťanová
Považská Teplá
POVAŽSKÁ BYSTRICA
Hradná
RK-26
Rajecké Teplice
Višňové
N
3 km
RK -22
RK -10
RK -9
Slopna
Tristie
Domaniža
Ladce
Belušské Slatiny
Tunežice
Pružina
RK -27



Obr. 2. Litostratigrafický profil holiackeho súvrstvia (Rakús, 2004).

Fig. 2. Lithostratigraphic profile of the Holiak Formation. 1 – sandy-crinoidal limestones, 2 – limestones with shales, 3 – black clay-calcareous shales, 4 – calcareous sandstones, 5 – dark to black organodetritic limestones with black cherts, 6 – sandy limestones, 7 – organodetritic limestones with clastic quartz.

plytkovodnejší režim sprevádzaný hiátom medzi toarkom a batom a chýbaním rádiolaritov. V butkovskom úseku je vrstvový sled kompletnejší a faciálne hlbší. Menšie rozdiely sú aj vo faciálnom vývoji barému/aptu až spodného albu.

Uvedené rozdiely viedli k rozdeleniu do dvoch litofaciálnych vývojov manínskej jednotky (Rakús, 1977), a to na *manínsky vývoj s. s.* (oblasť Manínov) a *butkovský vývoj* (oblasť Butkov – Kalište – Nozdrovice).

Pri južnom ohraničení manínskej skupiny vyčleňujeme ešte *kostoleckú sekvenciu*, ktorej jursko-spodnokriedové sedimenty sa zaraďovali do najrôznejších tektonických jednotiek, ale výskum kostoleckých bradiel ukázal, že táto sekvencia resp. jej bradlá sú olistolity v praznovskom súvrství (Kysela a Rakús, 1983).

Vrstvový sled manínsko-butkovskej skupiny bol doplnený o nové litostratigrafické členy, ktorých opis uvádzame.

Holiacke súvrstvie (obr. 2)

Typová lokalita: 250 m na JZ od kóty Holák (predtým Holiak, 415 m) pri Belušských Slatinách a ľavobrežná strana Manínskej tiesňavy pri vyústení (pod zachyteným prameňom).

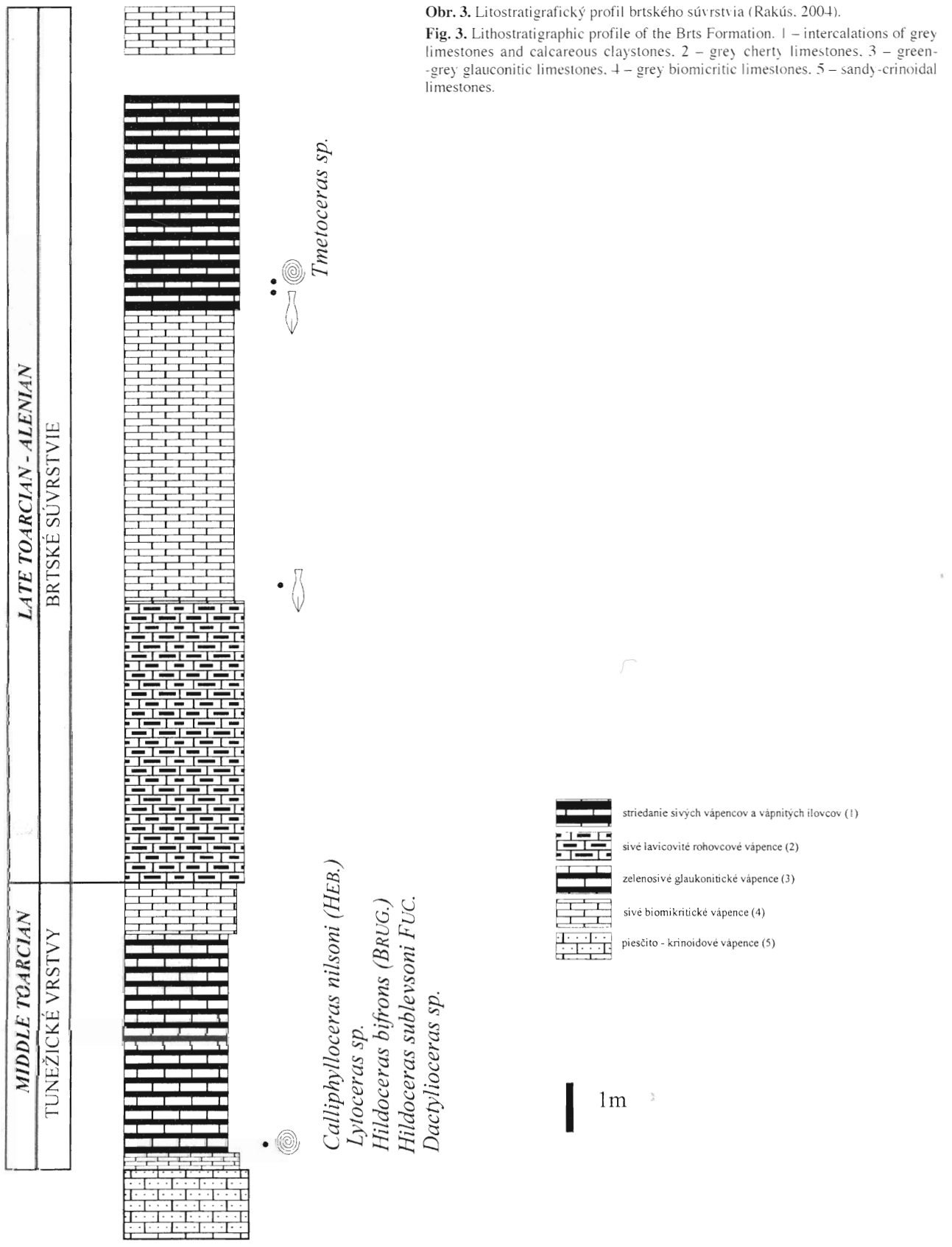
Neformálne názvy: tmavosivé až čierne jemnozrnné slabopiesčité vápence a sivé sliene (Andrusov, 1931),

Obr. 1. Zjednodušená geologická mapa skúmanej oblasti (Rakús, 2004). 1 – kvartér (nečlenené sedimenty), 2 – egenburg (pieskovce, bridlice), 3 – paleogén (hutianske a zuberecké súvrstvie), 4 – paleogén (vápence), 5 – paleogén (vápence), 6 – paleogén (flyš s olistolitmi vápencov), 7 – paleogén (makovské súvrstvie), 8 – hronikum (spodnokriedové sedimenty), 9 – hronikum (jurské sedimenty), 10 – hronikum (triasové sedimenty), 11 – fatrikum (nečlenené), 12 – manínska jednotka (sedimenty strednej – vrchnej kriedy), 13 – manínska jednotka (jurské sedimenty), 14 – klapská jednotka (strednokriedové sedimenty), 15 – klapská jednotka (jursko-spodnokriedové sedimenty), 16 – podhájska jednotka (paleogénne sedimenty), 17 – podhájska jednotka (vrchnokriedové sedimenty), 18 – kysucká jednotka (nečlenené sedimenty), 19 – vrty, 20 – zlomy, príkrovy, 21 – smer sklonu.

Fig. 1. Simplified geological map of studied area. 1 – Quaternary (undivided sediments), 2 – Eggenburgian (sandstones, shales), 3 – Paleogene (Huty and Zuberec fms.), 4 – Paleogene (Súľov conglomerates), 5 – Paleogene (limestones), 6 – Paleogene (flysch with olistoliths of limestones), 7 – Paleogene (Makov Fm.), 8 – Hronicum (Early Cretaceous sediments), 9 – Hronicum (Jurassic sediments), 10 – Hronicum (Triassic sediments), 11 – Fatricum, 12 – Manín Unit (Middle–Late Cretaceous sediments), 13 – Manín Unit (Jurassic sediments), 14 – Klape Unit (Middle Cretaceous sediments), 15 – Klape Unit (Jurassic–Early Cretaceous sediments), 16 – Podháj Unit (Paleocene sediments), 17 – Podháj Unit (Late Cretaceous sediments), 18 – Kysuca Unit, 19 – boreholes, 20 – faults, thrust planes, 21 – dip direction.

Tab. 1
Litostratigrafická tabuľka manínskej jednotky (Rakús, 2004)
Lithostratigraphic column of the Manín Unit (Rakús, 2004)

PERIOD	STAGES	Ma	(m)	PODMANÍNSKA SKUPINA				
CRETACEOUS	TURONIAN	93,5	200	KVAŠOVSKÉ VRSTVY / HRADNIANSKE ZLEPENCE tmavo - modrosivé, zelenosivé ("cementove") sliene	KVAŠOVSKÉ VRSTVY	PRAZNOVSKÉ SÚV. BUTKOVSKÉ SÚV.		
	CENOMANIAN	98,9						
	ALBIAN	112,2						
				MANÍNSKO - BUTKOVSKÁ SKUPINA				
				MANÍNSKY VÝVOJ		BUTKOVSKÝ VÝVOJ		
	ALBIAN	112,2	30	sivé rohovcové vápence	SÚV. JELENEJ SKALY*	0,5	SÚV. JELENEJ SKALY*	
	APTIAN	121,0	120	sivé, svetlosivé organogénne vápence (Skalická brekcia)	MANÍNSKE SÚV.	50	MANÍNSKE SÚV.	
			0-65	tmavosivé organodetritické vápence s rohovcami	PODHORSKÉ SÚV.	75	PODHORSKÉ SÚV.	
	BARREMIAN	127,0	220	sivé slieňovce s vložkami škvrnitých vápencov, sivé vápence sčiernymi rohovcami				
	HAUTERIVIAN	132,0		hnedosivé vápence s tmavými rohovcami zelenkasté, zelenosivé vápence škvrnité vápence so slieňovcami (mráznické súv.)	KALIŠČIANSKE SÚV.	180	KALIŠČIANSKE SÚV.	
	VALANGINIAN	137,0						
	BERRIASIAN	144,2		svetlosivé, pleťovosfarbené (biancône) vápence				
JURASSIC	TITHONIAN	150,7	55	lavicovité a pleťovosfarbené nevýrazne hľuznaté vápence	KLAUSKÉ SÚV. (ČORŠTÝNSKE VÁPENCE)	12	červené, ružové, béžové hľuznaté vápence	" KLAUSKÉ SÚV". (ČORŠTÝNSKE VÁPENCE)
	KIMMERIDGIAN	154,1		masívne ružové a svetlosivé vápence				
	OXFORDIAN	159,4				2,5	červené rádiolarity	
	CALLOVIAN	164,4		červené hľuznaté vápence			žltozelené ("banánové") doskovité rádiolarity	
	BATHONIAN	169,2		tmavočervené vápence s červenými rohovcami		7	červené hľuznaté vápence so slienitou matrix červené hľuznaté vápence	
	BAJOCIAN	176,5				6	červené doskovité krinoidové vápence sivozelené krinoidové vápence s hľuzami sivých a načervenalých rohovcov	
	AALENIAN	180,1				30	sivé, tmovosivé, krinoidové vápence s čiernymi rohovcami a preplástkami sivých bridlíc	BRTSKÉ SÚV.*
	TOARCIAN	189,6	1	sivozelené, krinoidové vápence so zelenými ilovcami s glaukonitom	TUNEŽICKÉ VÁPENCE	4	TUNEŽICKÉ VÁPENCE	
	PLIENSBACHIAN	195,3	260	piesčito krinoidové vápence s rohovcami	TRLENSKÉ SÚV.		TRLENSKÉ SÚV.	
	SINEMURIAN	201,9						
	HETTANGIAN	205,7	5 -130	tmavosivé, čierne organodetrické vápence s čiernymi silicitmi a čiernymi ilovými bridlicami	HOLIACKE SÚV.*		HOLIACKE SÚV.*	



Obr. 3. Litostratigrafický profil brtského súvrstvia (Rakús, 2004).

Fig. 3. Lithostratigraphic profile of the Brts Formation. 1 – intercalations of grey limestones and calcareous claystones. 2 – grey cherty limestones. 3 – green-grey glauconitic limestones. 4 – grey biomicritic limestones. 5 – sandy-crinoidal limestones.

súvrstvie tmavosivých slienitých vápencov s čiernymi silicitmi (Mišík, 1957), tmavé až čierne nepravidelne rozpadavé celistvé až zrnité vápence (Rakús, 1961), tmavosivé až čierne jemnozrnné vápence (Maheľ, 1962), kremence a zlepence (Holiak) – Salaj (1994), ale súvrstvie explicitne nedefinuje.

Hrúbka: Na typovej lokalite do 5 m (viditeľná), v Manínskej tiesňave 30–150 m.

Litológia: Tmavosivé až čierne organodetritické vápence s čiernymi silicitmi striedajúce sa s čiernymi ílovitými až siltovými bridlicami. Zo silicitov sú známe ihlice hubiek, ako aj kalcifikované rádiolária (Mišík, 1957). Podiel klastickej zložky je premenlivý. Ojedinele sa vyskytujú až pieskovcové vložky pestrého minerálneho zloženia (Maheľ, 1962).

Stratigrafické rozpätie: Nové súvrstvie nie je doteraz stratigraficky datované, ale vzhľadom na jeho pozíciu pod terlenským súvrstvím, ktoré sa stratigraficky začína vo vrchnom hetanži, uvažujeme o veku spodný až stredný hetanž. Chudobná fauna brachiopód *Terebratula* sp. (Rakús, 1961) takéto vekové zaradenie nevyvracia. Salaj (1994) súvrstvie zaradil do dogeru, ale bez stratigrafických dôkazov.

Brtské súvrstvie (obr. 3)

Typová lokalita: Západné svahy kóty Brts (453,8 m) na J od Tunežíc v opustenom lome na ľavej strane. Súvrstvie sa vyskytuje iba v butkovskom úseku manínskej jednotky.

Neformálne názvy: sivé, tmavosivé lavicovité slabokrinoidové vápence s hľuzami čiernych bridlíc (Rakús, 1977).

Litológia: Súvrstvie sivých nepravidelne lavicovitých (zvlnený povrch lavíc) organodetritických slabopiesčitých vápencov s hľuzami sivého až sivohnedého rohovca. Lavice bývajú oddelené tenkými medzivrstvičkami sivozeleného vápnitého ílovca. Vápencová sekvencia sa končí výraznou lavicou (30 cm), ktorá má na spodnej strane tlakové odtlačky. Hrúbka vápencovej sekvencie je 10,4 m. V bezprostrednom nadloží rohovcového vápenca vystupujú vrstvy sivého, pravidelne lavicovitého (10, 15, 20 cm) slabopiesčitého vápenca s medzivrstvičkami (5–8 cm) vápnitého ílovca so siltovou prímesou. Ojedinele sa tu vyskytujú rostrá belemnitov. Celková hrúbka je 11,6 m. Smerom do nadložia zreteľne prevláda ílovec nad vápencom a niektoré ílovcové polohy sú hrubé až 50 cm. Z týchto častí pochádza nález *Tmetoceras* sp. (Rakús, 1977), signalizujúci spodný doger–álen. Merateľná hrúbka na vápnitý ílovec bohatej sekvencie je 7,2 m. V okolí kóty Kalište a Tlstej hory (Butkov) sú zastúpené len tmavosivé rohovcové vápence, ktoré tvoria podložie dogerského sledu.

Stratigrafické rozpätie: ?vrchný toark – álen.

Poznámka V predloženej práci sú opísané len nové litostratigrafické jednotky. Ostatné členy vrstvového sledu manínskej jednotky sú opísané a komentované v práci Rakús in Mello, 2004 Geologická mapa stredného Považia, (in press).

Súvrstvie Jelenej skaly (obr. 4)

Medzi východným zakončením Butkova (kóta 519 Hradište) a bradlom Skalica pri Dolnom Moštenci vystupuje niekoľko izolovaných bradiel (Jelenia skala, Bôrová hôrka, Jankov háj, Skalica pri Moštenci), ktoré tvorí predovšetkým sivý až tmavosivý vrstvovitý vápenec s tmavým rohovcom. Pretože sa súvrstvie ukázalo ako významný litologický člen manínskej jednotky (hlavne v butkovskom úseku), pokladáme ho za nový litostratigrafický člen.

Typová lokalita: Jelenia skala (kóta 465,7 m) na VJV od Belušských Slatín (c. f. Boorová, 1997).

Doplnkové profily: Belušské Slatiny-kameňolom (Boorová, 1990), Jankov háj-opustený kameňolom v zákrute štátnej cesty medzi Visolajami a Dolným Lieskovom (Boorová, 1997), vrchná časť bradla Skalica pri Dolnom Moštenci (Michalík a Vašíček, 1984).

Neformálny názov: sivé rohovcové vápence auct. div.

Litológia: Súbor vrstiev tmavosivého jemnozrnného až zrnitého doskovitého a lavicovitého (15–20 cm) vápenca s hľuzami tmavosivého rohovca. Vyskytujú sa aj ďalšie typy (hlavne v butkovskej oblasti), ale netvoria väčšiu hrúbku, a to brekciovitý vápenec, piesčitý vápenec/vápnitý pieskovec, celistvý, tzv. kalcisferulový vápenec (sensu Borza, 1980) a sivý masívny vápenec.

Z rohovcových vápencov je bohatá mikrofauna (Borza, l. c.), a to *Hedbergella infracretacea* (Glaesner), *Ticinella roberti* (Gandolfi), *Gaudrina* sp., *Dorothia* cf. *oxycona* (Reuss), *Meandrospira washitensis* Loeblich et Tappan, *Charentia nanna* Arnaud-Vanneau. Zo základnej hmoty brekciovitého vápenca pochádza fauna orbitolín (Borza, l. c.): *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *parva* Douglas a *Orbitolinopsis* (*Iraquia*) *simplex* (Henson) z piesčitého vápenca až vápnitého pieskovca *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) ex. gr. *texana* (Römer). Nadložné vrstvy sivého celistvého vápenca okrem ticinel a hedbergel obsahujú aj *Calciphaerula innominata* Bonet. Vrstvy sivého masívneho vápenca, ktoré zakončujú profil a na ktorých je vyvinuté rýchlo spevnené vápencové dno (hardground), okrem ticinel poskytli aj *Paracoskinolina sunnilandensis* (Maync) (cf. Gašparíková a Salaj, 1984).

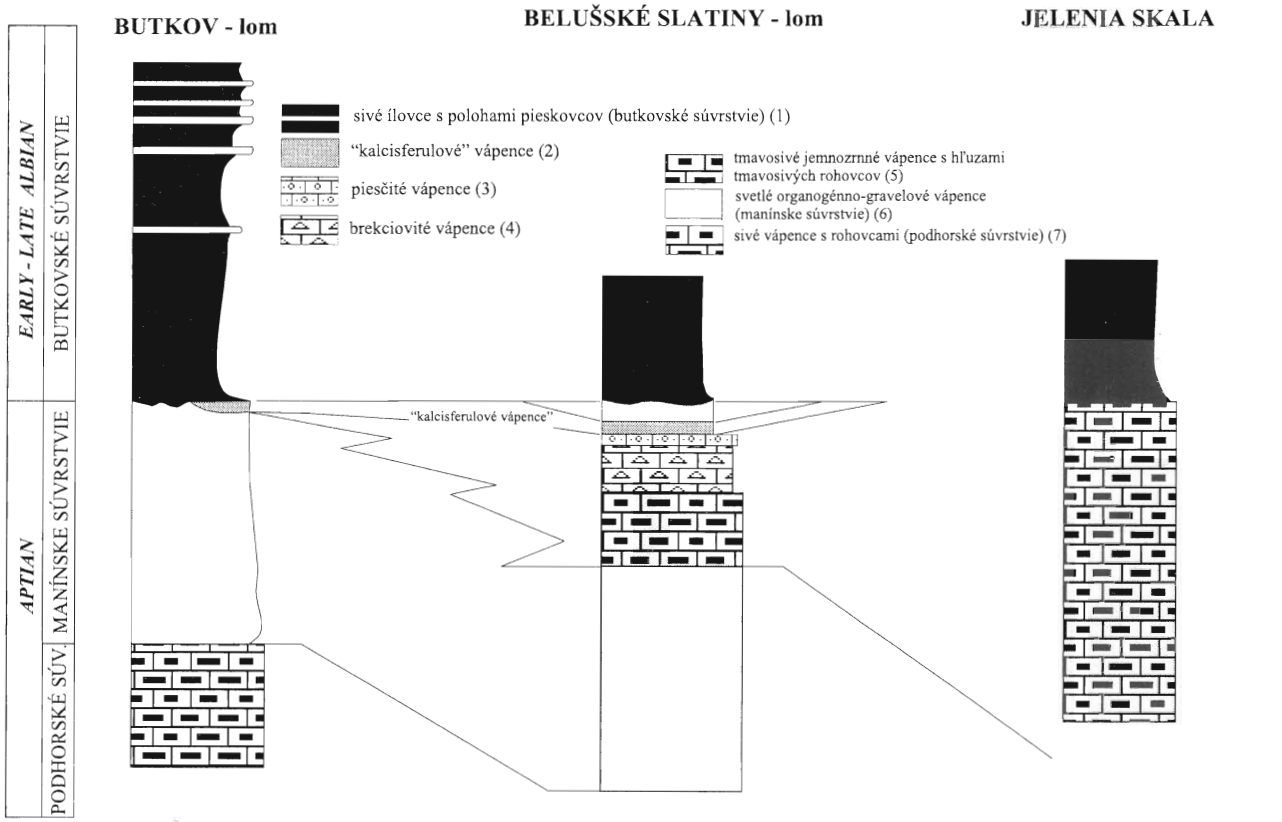
Hrúbka: Je premenlivá, v starom butkovskom kameňolome iba niekoľko dm, ale smerom na SV (kameňolom Belušské Slatiny) – Jelenia skala – Skalica narastá najmenej na 30 m.

Stratigraficky súvrstvie v súlade s Boorovou (1990, 1997) zaraďujeme do spodného albu.

Podmanínska skupina

Podmanínska skupina (sensu Kysela et al., 1982) pôvodne zahŕňala 450 až 1500 m hrubý súbor hemipelagických a flyšových sedimentov, ktorého stratigrafické rozpätie bolo alb až mástricht resp. dán.

V oblasti súľovského erozívneho okna sú praznovské vrstvy (stredný turón) podmanínskej skupiny tektonicky prikryté sedimentmi spodného albu alebo mraznického súvrstvia fatrika na tomto základe možno uvažovať o veku presunu fatrika na manínsku jednotku po strednom turóne,



Obr. 4. Litostratigrafický profil súvrstvia Jelenej skaly (Rakús, 2004).

Fig. 4. Lithostratigraphic profile of the Jelenia skala Formation. 1 – grey claystones (Butkov Fm.), 2 – "calcisferulitic" limestones, 3 – sandy limestones, 4 – breccia limestones, 5 – dark grey fine-grained limestones with nodules of dark grey cherts, 6 – light organogenic gravel limestones (Manín Fm.), 7 – grey limestones with cherts (Podhorie Fm.).

ale zároveň z toho vyvodiť, že sedimentácia v manínskej jednotke nemohla pokračovať po presune fatrika, t. j. po turóne. V manínskej jednotke sa nepotvrdil ani neprerušený vrstvový sled medzi sedimentmi strednej a vrchnej kriedy. Názory Salaja (1962), Salaja a Samuela (1966) o neprerušenom vrstvovom slede manínskej jednotky v oblasti Horného Moštenca nemožno pre tektonické porušenie horninových komplexov smernými posunmi akceptovať bez výhrad. Predstava o príslušnosti sedimentov vrchnej kriedy do manínskej jednotky je založená na kompozitných litostratigrafických profiloch, a preto podmanínsku skupinu chápeme v zúženom stratigrafickom rozsahu, t. j. len po stredný turón praznovského súvrstvia (tab. 1). Stratigraficky vyššie členy, pôvodne zaradované do podmanínskej skupiny (Marschalko a Kysela, 1980; Kysela et al., 1982), považujeme za súčasť inej tektonickej jednotky. Tento predpoklad podporuje aj diametrálne odlišný paleoprúdový režim sedimentov vrchnej kriedy (c. f. Kysela et al., 1982; Marschalko, 1986).

Manínsku jednotku tektonicky zaraďujeme do tatrika. Jej kryštalinický fundament je nateraz neznámy. Zistený vrstvový sled je hetanž až turón. V paleogeografickom pláne Západných Karpát by predstavovala externú (severnú) hranu tatrika (c. f. Rakús et al., 1998).

Klapská jednotka

Termín klapský vývoj v litostratigrafickom zmysle prvý použil Andrusov (1931: 41) na pomenovanie jurských vápencov na bradle Klape, ktoré zaradil do bradlového pásma. (Andrusov, 1938: 10) neskôr klapský vývoj preradil do tzv. kosteleckej série, pretože na bradle Klape nie je v typickom vývine (sic!). V tej istej práci (Andrusov, l. c.:16) poukázal na „podivuhodnú zhodu" s niektorými členmi vyšších príkrovov Západných Karpát. Andrusov (1959) túto myšlienku neskôr zvýraznil, keď klapské a kostelecké bradlá považoval za bradlá tzv. švajčiarskeho typu, t. j. príkrovové trosky najvyšších príkrovov.

V štruktúrno-tektonickom zmysle sa však termín klapská jednotka objavil až koncom 50. rokov 20. stor. Hlavný dôvod na vyčlenenie klapskej jednotky treba hľadať v tom, že Began (1961) v okolí Považskej Bystrice z tzv. bradlového obalu kartograficky vyčlenil horninové súbory zložené z vápnitého ílovca (sférosideritové vrstvy auct. div.), lavíc karbonatického pieskovca, a hlavne z polymiktného zlepenca a stratigraficky ich zaradil do vrchného albu.

Formálne termín klapské série prvý použil Scheibner (1961; 156). Hoci jeho definícia (l. c.) nespĺňala ustanovenia litostratigrafického kódu, možno tento názov pre jeho

vžitosť pokladať za „nomen conservandum". V nasledujúcich rokoch sa jeho definícia doplnila litologicky a stratigraficky (Began, 1962; Salaj a Samuel, 1966; Marschalko a Kysela, 1980; Marschalko, 1986; Salaj, 1990, 1994).

V oblasti klasického výskytu, t. j. od Púchova po Žilinu, klapskú jednotku reprezentuje sústava tektonických šupín (prvé kilometre v smere dlhšej osi), ktoré sú väčšinou v prevrátenej pozícii. Dominantnou zložkou sú hrubé prizmy albského flyšu. Na sedimenty albu transgredujú sedimenty paleogénu, ale tie sú zastúpené len pri Považskej Bystrici (kóta Sv. Helena). Východnejšie má klapská jednotka iné štruktúrne postavenie a predstavuje ploché teleso v obrátenej pozícii. Podobne vo varínskom úseku bradlového pásma (c. f. Haško a Polák, 1979) má povahu príkrovu a tektonicky leží na vrchnej kriede (kampán – mástricht) kysuckej jednotky a vedno s kysuckou jednotkou je spätne presunutá na žilinsko-hričovský paleogén resp. na jednotky centrálnych Karpát (Potfaj, 1996).

Bradlo Klape tvoria takmer výlučne jurské horninové členy, ktorých litostratigrafiu opísal Began (1962). Mladšie litostratigrafické členy ako stredná/vrchná jura neboli známe. Pri jz. konci bradla sa nám pomocou kalpionel podarilo preukázať aj beriaský vek (svetlý až béžový mikritický vápenec).

Bradlo Klape vystupuje v obklopení slienito-flyšového komplexu (= nimnické súvrstvie sensu Salaj, 1990, 1994). Began (1962) predpokladal ich vzájomnú genetickú súvislosť. Vzhľadom na to, že obklopujúce flyšové sledy sú v prevrátenej polohe, ako aj preto, že sa nikde nezistil pozorovaný priamy kontakt medzi jurou bradla a flyšom, nie je istota, že jura až najspodnejšia krieda klapského bradla a albský flyš tvoria jeden kontinuálny vrstvový sled. Vynára sa otázka, ako vysvetliť výstup bradla Klape uprostred sedimentov flyšu. Možné sú dve teoreticky správne vysvetlenia. Bradlo Klape je tektonická šupina alebo olistolit.

Prvý variant navrhol Kysela (1984). Podporujú ho drobné výskyty šupín/bradiel spodnej kriedy na JZ od bradla, na brehu Nosickej priehrady a výskyty väčších tektonických šupín v jz. okolí Považskej Bystrice.

V prospech druhého variantu svedčí situácia medzi Púchovom a Nosicami, kde na pravobrežnej strane Váhu už Andrusov (1938) opísal viac menších bradiel (niekoľko 10 m^3) zo sivého lavicovitého krinoidového vápenca s rohovcami. Tieto vápencové vrstvy sa svojou litologickou povahou podobajú bradlu Klape, ale pre ich výstup vo flyšovom súvrství albu by sa mohli považovať za olistolity. Bradlá wettersteinského vápenca pri Púchove (Salaj, 1990, 1994) by mohli mať rovnaký pôvod. Podobne je známych viac bradielok – olistolitov urgónskeho vápenca vo vápnitom ílovci nimnických vrstiev (= „sférosideritové vrstvy" auct. cf. Andrusov, 1938, Pl. 6, Fig. 3; Andrusov, 1958, mapa 1 : 25 000, list Bytča).

Jurské horniny bradla Klape boli pravdepodobne súčasťou alebo proximálnou oblasťou klapského flyšového bazéna už vo vrchnom albe. Podľa tejto úvahy možno prijať predpoklad, že jurské sedimenty bradla Klape a sprievodné bloky spodnej kriedy sú súčasťou klapskej jednotky. Tento predpoklad podporuje aj malý faciálny gradient medzi sedimentmi vrchnej jury/najspodnejšej kriedy na klapskom bradle a blokmi spodnej kriedy v jeho blízkosti.

Pre plytkovodný charakter spodnoliasových sedimentov klapskej jednotky by sa dalo uvažovať o ich transgresívnej povahe. V takom prípade by sa sedimentačný cyklus klapského bazéna mohol začať v spodnej jure. Pokiaľ ide o výskyt sedimentov triasu v klapskej jednotke, vzniká rovnaký problém ako v bradlovom pásme, kde sú triasové sedimenty zastúpené len v jedinom bradle (Mariková). Z prítomnosti rozložených karbonátov v spodnoliasových sedimentoch sa dá usudzovať, že sa tu sedimenty triasu vyskytovali, ale ich hrúbka pravdepodobne bola značne redukovaná, prípadne lokálne mohli aj chýbať.

Prítomnosť triasových sedimentov typu karbonátovej platformy (wettersteinská rifová fácia) v klapskom priestore (Salaj, 1990, 1990a) nepovažujeme za pravdepodobnú, lebo tento typ sedimentov je paleogeograficky lokalizovaný na interné zóny karpatského priestoru. Blokový výskyt wettersteinských vápencov v albskom flyši klapskej jednotky možno vysvetliť ako olistolity čelových častí najvyšších príkrovov.

Salaj (1990) do klapského pásma začlenil streženickú, drietomskú a vlastnú klapskú jednotku a v ich rámci rozlíšil viac sekvencií (op. cit.: 158–166 a 1997). Podobne ako začiatok v klapskom bazéne je otvorenou otázkou aj záver sedimentácie. Autori, ktorí sa doteraz klapskou jednotkou zaoberali, zahŕňali do nej aj sedimenty vrchnej kriedy (cf. Began, 1982; Marschalko a Kysela, 1980; Maheľ, 1981; Marschalko, 1986; Salaj, 1990, 1994; Plašienka, 1995). Sedimenty vrchnej kriedy začlenené do klapskej jednotky majú hlbokovodný charakter a ten je v príkrom sedimentologickom rozpore s plytkovodným vývojom orlovského súvrstvia, na ktorom by mali ležať (Marschalko, 1986). Tento fakt spolu s redepozitmi orlovského pieskovca vo vyšších stratigrafických úrovniach (santón – kampán) a s diametrálne odlišnými paleoprúdovými smermi vo vrchnokriedových sekvenciách (Marschalko, 1986) sa doteraz nebral do úvahy, a preto sa do stratigrafickej postupnosti dávali vrstvové sledy, ktoré pôvodne nemohli byť nad sebou.

Ak sa vezme do úvahy celkový sedimentárny trend v klapskej jednotke od spodnej jury, možno konštatovať postupné prehlbovanie sedimentačného priestoru. Tento trend sa neprerušil ani vo vrchnom albe, keď sa v bazéne akumulovali hrubé prizmy divokého flyšu. Ako dokázal Marschalko (1986), ide o hlbokomorské prostredie.

V relatívne krátkom období spodného cenomanu (štepnické súvrstvie; Salaj, 1990) mal klapský bazén hemipelagický charakter sedimentov sprevádzaný málo vetraným prostredím (?anoxia) s faunou aglutinancií. Nasleduje fácia orlovských pieskovcov charakteristická plytkovodnými sedimentmi (plážové prostredie), ktorá zaznamenala ukončenie sedimentácie. Charakter vrchnoalbských sedimentov poukazujúci na proximálny zdroj a smery paleotransportu materiálu by svedčili v prospech toho, aby sme klapský bazén (*rim basin*) situovali pri hrane vnútorných Karpát. V takom prípade by sme nemuseli hľadať hypotetický exotický zdroj materiálu (*Andrusov ridge*).

Tab. 2
Litostratigrafická tabuľka klapskej jednotky (Rakús, 2004)
Lithostratigraphic column of the Klape Unit (Rakús, 2004)

PERIOD	STAGES	Ma	(m)	LITOLÓGIA	
CRETACEOUS	MAASTRICHTIAN	65,0 71,3			
	CAMPANIAN	83,5			
	SANTONIAN	85,8			
	CONIACIAN	89,9			
	TURONIAN	93,5			
	CENOMANIAN	98,9			ORLOVSKÉ SÚV.
	ALBIAN	112,2	300	tmavosivé, laminované, piesčité vápnité ílovce (ŠTEPNICKÉ PIESKOVCE)	UPOHLAVSKÉ SÚV.
			800	flyš s prevahou váp. ílovcov (sférosideritové sliene / NIMNICKÉ SÚV. s.s). zlepence	NIMNICKÉ SÚV.
			500	flyš s prevahou pieskovcov (UHROVSKÉ PIESKOVCE)	
	APTIAN	121,0	8	sivé, zelené a červené vápnité ílovce	"TISALSKÉ SÚV."
	BARREMIAN	127,0	50	sivé svetlosivé ílovité škvrnité vápence a vápnité ílovce	"MRÁZNICKÉ SÚV."
	HAUTERIVIAN	132,0			
	VALANGINIAN	137,0			
	BERRIASIAN	144,2	30	svetlosivé jemnozrnné až kalové škvrnité vápence, vápnité ílovce	
JURASSIC	TITHONIAN	150,7	10	svetlé a ružové celistvé vápence	"KLAUSKÉ VÁPENCE"
	KIMMERIDGIAN	154,1			
	OXFORDIAN	159,4	1,5	červené hľuznaté vápence	
	CALLOVIAN	164,4	15	pestré krinoidové vápence červené krinoidové vápence s ojedinelými rohovcami	"VILSKÉ VÁPENCE"
	BATHONIAN	169,2			
	BAJOCIAN	176,5	4	okrovo červené, okrové, slabokriniodové vápence so svetlými a červenými rohovcami a hematitickými krustami ("spečené vápence")	
	AALENIAN	180,1			
	TOARCIAN	189,6	50	červené, zelenavé, piesčité krinoidové vápence s rohovcami	"HIERLATSKÉ VÁPENCE"
	PLIENSBACHIAN	195,3			
	SINEMURIAN	201,9	200	sivé piesčité, krinoidové vápence so sivými rohovcami	TRLENSKÉ SÚV.
	HETTANGIAN	205,7			

Spomenutá palinspastická pozícia by harmonizovala so skončením sedimentácie pri vonkajšej hrane bloku vnútorných Karpát.

Sekvencie vrchnej kriedy doteraz zaraďované do klapskej jednotky možno bez väčších ťažkostí považovať za súčasť externejších jednotiek (tab. 2). Najpravdepodobnejšie by mohli patriť do kysuckej jednotky s. l., lebo litologická skladba sedimentov tomu neodporuje.

Problematika podhájskej jednotky

Názov podhájska jednotka alebo sukcesia do literatúry zaviedol Salaj (1990: 168 = prvé oficiálne zverejnenie) na pomenovanie kompozitného vrstvového sledu, ktorý mal reprezentovať prechodnú jednotku medzi klapskou a manínskou jednotkou, pričom obidve jednotky sú na podhájsku jednotku nasunuté od SZ (Salaj, l. c.: 168). Pôvodne sa stratigrafický rozsah tejto jednotky uvádzal ako neokóm – stredný cenoman. Neskôr ten istý autor (Salaj, 1994: 298–300, obr. 9) vrstvový rozsah rozšíril a uvádza ho od titónu do turónu/santónu. Keďže vrchnokriedové horninové sekvencie sú identické s podmanínskou skupinou (sensu Kysela et al., 1982), paleogeograficky túto jednotku začlenil do manínskej jednotky.

Porovnanie vrstvových sledov spodnej až strednej kriedy klapskej jednotky (= sukcesia Sebešťanovej sensu Salaj, 1994) so súvekými v podhájskej jednotke ukazuje, že sú takmer identické. Isté rozdiely sa začínajú prejavovať od cenomanu vyššie, no – podľa nášho názoru – nie sú také veľké, aby bolo treba vytvárať novú jednotku. Preto

vrstvové sledy spodnej a strednej kriedy podhájskej jednotky (sensu Salaj, 1994) považujeme len za faciálnu varietu klapskej jednotky, pričom obidve paleogeograficky pochádzajú z jedného bazéna. V prospech takejto interpretácie hovorí aj spoločný vývoj neskorej spodnej kriedy, tzv. sférosideritových vrstiev, ktoré sú v obidvoch vývinoch rovnaké.

Manínska jednotka tektonicky prekrýva klapskú vrátane podhájskej jednotky, ktorá je pri jej vnútornom okraji. Medzi Dolným Moštencom a Podmanínom vystupujú tzv. červené vrstvy (*couches rouges* sensu Rakús, 1975; = hrabovské súvrstvie sensu Kysela et al., 1982, alebo púchovské súvrstvie sensu Salaj, 1994: 305) z podložia manínskej spodnej kriedy. Proti začleneniu spomenutého súvrstvia do vrchnej kriedy manínskej jednotky (podmanínska skupina sensu Kysela et al., 1982 resp. podhájskej jednotky sensu Salaj, 1994) hovorí fakt, že najmladším zisteným členom vrstvového sledu manínskej jednotky sú vrstvy hradnianskeho zlepenca praznovského súvrstvia. Štruktúrna situácia medzi Dolným Moštencom a Podmanínom, ako aj v Súľovskej kotline dokumentuje, že vlastná manínska jednotka po strednom turóne už bola tektonicky prekrytá, a teda bez sedimentácie, čo umožňuje sedimenty mladšie ako turón, ktoré doteraz Kysela et al. (1982) zaraďovali do podmanínskej skupiny, z nej vyňať a začleniť do podhájskej jednotky, ale tú chápeme inakšie ako Salaj (1994). Vrstvový sled podhájskej jednotky reprezentujú litostratigrafické členy podmanínskej skupiny (sensu Kysela et al., 1982), ale názov podmanínska skupina pre rozdielne chápanie jej paleogeografického umiestnenia a tektonickej pozície neponechávame. Podhájsku jednotku paleogeograficky chápeme ako súčasť internej (južnej) časti sedimentačného priestoru kysuckej jednotky a tektonicky ju zaraďujeme medzi jednotky bradlového pásma (oravika).

Litostratigrafické členy podhájskej jednotky

Ako sme už naznačili, podhájska jednotka s klapskou mali prakticky rovnaký litofaciálny vývoj až do vrchného albu (tzv. sférosideritové sliene = nimnické vrstvy). Isté rozdiely sa začali prejavovať v neskorom albe/cenomane, keď v podhájskom vývoji chýbajú zlepencové litosómy. Tie sú zdanlivo sčasti nahradené olistostrómovými akumuláciami z argónskych vápencov (nimnické súvrstvie s. s.).

Žadovské súvrstvie
(Kysela et al., 1982: 154)

Súvrstvie obsahuje pestrý súbor sedimentov, v ktorom dominuje flyš. Vyskytuje sa v ňom aj sivý vápnitý ílovec bez pieskovcových vložiek s obliakmi (*pebbly mudstone*). Dobre zaoblené obliaky sú hlavne z kremitého porfýru, vápenca, dolomitu a pieskovca veľké 2–20 cm. Okrem toho sa tu vyskytujú sklzové telesá prachovcového pieskovca s redeponovanými koralmi.

Flyšové pelity sú mäkkosivé až modrosivé vápnité rovnako ako jemnozrnné až strednozrnné vápnité pieskovce. Hrúbka vrstiev je od 1 do 200 cm, hrúbka súvrstvia sa odhaduje na 300 m a stratigraficky zodpovedá turónu až santónu (Salaj, 1962, 1994: 305). Ten istý autor (l. c.: 299) označuje súvrstvie ako snežnické, čiastočne sromowské.

Hrabovské súvrstvie
(Kysela et al., 1982: 156)

(= „couches rouges"; Rakús, 1975: 212) Náhľady na používanie termínu hrabovské súvrstvie sa rôznia. Salaj (1994: 305) uprednostňuje termín púchovské súvrstvie. Je pravda, že z litostratigrafickej stránky nie sú vážne ťažkosti nepoužívať ho, ale my ho v tejto štúdii používame, pričom jeho nahradenie názvom púchovské súvrstvie pokladáme za akceptovateľné.

Pre súvrstvie je charakteristický sivý, sivozelený, inokedy červený vápnitý ílovec až ílovitý vápenec (Hrabové). Pomer farieb je premenlivý – pri Hrabovom prevláda červená, pri Plevníku-Drienovom je pomer rovnaký a pri Prazdnove naopak prevláda zelené sfarbenie. Ojedinele sa vyskytujú aj vložky (5 až 40 cm) vápnitého pieskovca.

Stratigraficky je súvrstvie (hrubé 50–100 m) dobre datované spoločenstvom planktónových foraminifer ako vrchný santón až spodný kampán (Kysela et al., 1982: 158; Salaj, 1994: 305).

Hlbocké súvrstvie
(Kysela et al., 1982: 158)

Aj pri ňom sú rozdielne náhľady na platnosť názvu. Salaj (1994: 305) uprednostňuje termín ihrištské súvrstvie. Z originálneho opisu vychodí, že zo sedimentologickej stránky hlbocké súvrstvie predstavuje hlbokovodnejší faciálny vývoj ako pri ihrištskom súvrství. Tento fakt by oprávňoval používať tento termín nezávisle.

Hlbocké súvrstvie je z flyšového súboru, v ktorom sa striedajú vrstvy vápnitého pieskovca s vápnitým ílovcom. V menšej miere sa vyskytujú ílovce s obliakmi, olistolity a piesčitý vápenec. V spodnej časti súvrstvia prevládajú vrstvy pieskovca, kým vo vrchnej ílovec s olistostrómami. Hrúbka súvrstvia je približne 500–600 m a stratigraficky sa na základe spoločenstva planktónnych a veľkých foraminifer, ako aj nanoplanktónu zaraďuje do vrchného kampánu až vrchného mástrichtu (Kysela et al., 1982: 159; 306).

Hradištianske súvrstvie
(Kysela et al., 1982: 159)

Pre geologickú situáciu v klasickom území, ktorú komplikuje silná tektonizácia, sa litostratigrafické vzťahy tohto súvrstvia zisťujú veľmi ťažko, a tak je možnosť chybných interpretácií. Význam a dôležitosť súvrstvia je však v tom, že prechádza – aj keď s kondenzáciou – do sedimentov dánu až paleogénu.

Kysela et al. (l. c.: 161, tab. I) uvádzajú, že toto súvrstvie aspoň sčasti alternuje s hrabovským, ale najmä s hlbockým, a tak sa tieto súvrstvia rozlišujú mimoriadne ťažko. Ďalšia komplikácia je v stratigrafickom rozsahu súvrstvia – vrchný turón až mástrichtu. Hlavne spodné

rozpätie pokladáme za príliš veľké, a preto nie je vylúčené, že foraminifery určujúce tento vek sú vzhľadom na povahu sedimentov preplavené. Tieto otázky by vyžadovali špecializovaný výskum.

Súvrstvie sa skladá z polôh vápnitého ílu až ílovca žltohnedej a zelenej farby so zriedkavými vložkami turbidického pieskovca (v kampáne a vo vrchnom mástrichte). V mástrichtskej časti súvrstvia sa vyskytujú zlepence (*pebbly mudstone*), ktoré sú kanálovou výplňou. Hrúbka súvrstvia sa odhaduje na 150 m a udávané stratigrafické rozpätie je vrchný turón až vrchný mástricht.

Problematika paleogénnych sedimentov

Od polovice 60. rokov 20. stor. sú známe výskyty paleogénu na JZ od Považskej Bystrice (= makovské súvrstvie sensu Andrusov, 1965: 217) a v okolí Sv. Heleny, ktoré Salaj (1990: 159; 1994: 311–314) opisuje samostatne ako tzv. paleogén príbradlovej zóny. Andrusov (l. c.) aj Salaj (l. c.) spomenuté paleogénne sedimenty zhodne považujú (mont-tanet) za transgresívne a diskordantne uložené vzhľadom na ich podložie, ktorým sú súvrstvia strednej kriedy klapskej jednotky. Opísaná situácia dovoľuje predpokladať, že sa nový sedimentačný cyklus začal až v paleogéne, keď sa usadzovali plytkovodné sedimenty makovského súvrstvia resp. rifové fácie paleogénu z okolia kóty Sv. Helena.

Rozdielne postavenie od vývoja makovského a Sv. Heleny majú paleogénne sedimenty v okolí Hradiska pri Žiline, odkiaľ sa opísal stratigrafický prechod medzi mástrichtom a paleocénom (= žilinské súvrstvie; Samuel, 1972; Bystrická, 1961; Samuel a Salaj, 1963, 1968; Samuel et al., 1972; Salaj et al., 1978; Bystrická et al., 1983).

Geologicky a tektonicky sa oblasť Hradiska chápala rozlične. Kysela et al. (1982) ju zaradili do podmanínskej skupiny (hradištianske súvrstvie), t. j. do manínskej jednotky, kým Salaj (1994: 314) do internej zóny klapského pásma. Tektonická stavba tejto oblasti je pre blízkosť tzv. žilinskej poruchy značne komplikovaná (Andrusov a Kuthan, 1944), čo vyvoláva pochybnosti o plynulom prechode z vrchnej kriedy do paleogénu (c. f. Salaj, 1994; Hansen et al., 1990). Z charakteru sedimentov kritického obdobia (najspodnejší dán) možno usudzovať, že na rozhraní kriedy a paleogénu nie je uhlová diskordancia. Salaj (1994: 314, 315) potvrdil prítomnosť najspodnejšieho dánu kondenzovaného do vrstvičky hrubej len 2 cm. Ak bola sedimentácia prerušená, potom len krátko a bez podstatnej zmeny sedimentačného trendu. Situácia poukazuje skôr na kondenzáciu ako na diskordanciu.

Ak sa vezmú do úvahy všetky relevantné poznatky o vzťahu paleogénu a vrchnej kriedy a predpoklad o skončení sedimentácie v klapskom a manínskom priestore v cenomane až turóne (orlovské resp. praznovské súvrstvie), potom sa musia sedimenty z oblasti Hradiska vyčleniť z klapskej aj z manínskej jednotky. Vzápätí sa však vynára otázka, kam túto oblasť zaradiť. Pre tesné susedstvo s bradlovým pásmom, ako aj litologický vývoj Hradiska by sa mohlo pričleniť práve k nemu. Takýto variant, aj keď bezpochyby netradičný, nie je v rozpore s celkovým vývinom vrchnej kriedy v bradlovom pásme. Panvový trend vrchnokriedových sekvencií vrátane paleogénu by hovoril o afinite ku kysuckej jednotke.

Váhikum

Prvú ucelenú definíciu váhika podal Maheľ (1981): „Nový paleotektonický element, pokračovateľ južného penninika do Západných Karpát, sme nazvali váhikum. Najvýraznejšie sa prejavuje na Považí. Nový názov sme zvolili preto, lebo v stavbe aj v prejavoch váhika v porovnaní s penninikom Álp je zrejme celý rad osobitostí." Ďalej pokračuje: „Klapský príkrov považujeme rovnako ako mladšie členy manínskeho príkrovu, strednokriedové a vrchnokriedové členy flyšovej sekvencie za dedičov váhika tektonicky včlenených do bradlového pásma laramským vrásnením a neskoršími vrásneniami. Všetky členy pribradlovej zóny včítane brezovskej kriedy a pribradlového paleogénu sú nasledovateľmi váhika."

Maheľ (1983) neskôr definoval váhikum takto „Váhikum je nový názov pre klapský príkrov a vrchnokriedové aj paleogénne flyše pribradlovej zóny včítane starších predstrednokriedových elementov vývinom blízkych južnému penniniku prekrytých príkrovmi tatrika."

Plašienka et al. (1994) chápu váhikum ako oceánsku paleogeografickú zónu analogickú južnému penniniku Východných Álp a z nej derivované tektonické elementy, ktoré sa na povrchovej stavbe Západných Karpát zúčastňujú len rudimentárne. O váhickej príslušnosti uvažujú v prípade belickej sukcesie vyčlenenej v Považskom Inovci. Neskôr (Plašienka et al., 1995; Plašienka, 1999) za reprezentanta penninických jednotiek resp. váhika označili belickú jednotku v Považskom Inovci a iňačovsko-kričevskú jednotku v podloží neogénnych sedimentov východoslovenskej panvy.

Belická sukcesia

V severnej časti Považského Inovca Plašienka et al. (1994) definovali dve základné tektonické jednotky – inovecký, patriacu tatriku, a belickú sukcesiu, ktorá je ekvivalentom južného penninika resp. váhika.

Inovecká jednotka sa označuje aj ako inovecký príkrov. Skladá sa z kryštalinického fundamentu a humieneckej sukcesie (karbón – spodná krieda). Stratigrafický rozsah mezozoických členov humieneckej sukcesie je z veľkej časti doložený len z obliakového materiálu. Vápence spodnej až strednej jury navyše tvoria neptunické dajky v sedimentoch permoskýtu.

Plašienka et al. (1994) belickú sukcesiu definovali ako neformálnu litotektonickú jednotku, ktorá zahŕňa súvrstvia vystupujúce uprostred tatrického kryštalinika a obalových, hlavne permoskýtskych sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Samotná belická sukcesia je kompozitný shed troch základných litostratigrafických jednotiek hlbokovodného charakteru v rozsahu vrchná jura až vrchná krieda. Vekovo najspodnejším členom vrstvového sledu je pelagická sekvencia lazianskeho súvrstvia (vrchná jura –

spodná krieda?) obsahujúca rádiolarity a tmavé silicitické bridlice. Autori predpokladajú, že lazianske súvrstvie sa usadzovalo priamo na oceánskej kôre váhika. Svinické slieňovce (turón) sa podobajú púchovským slieňom. V rámci hornobelického súvrstvia boli vyčlenené rázovské vrstvy, proximálna fácia zlepencov Čierneho vrchu a hrantské vrstvy, ktoré obsahujú kontrastné fácie flyša a brekcií s olistolitmi (kryha Hradiska). Podrobný opis vrstvového sledu uvádza Plašienka et al. (1994) a sčasti Kulmanová a Gašpariková (1982). Sedimenty belickej sukcesie obsahujú fragmenty kryštalinika, inoveckej jednotky a exotiká (pozri zlepence Čierneho vrchu; Plašienka et al., 1994). Podľa spomenutých autorov sa výskyt mezozoika v oblasti kóty Hradisko (732 m) interpretuje ako olistolit hornín vysockej sekvencie fatrika uložený (skĺznutý) do belickej sukcesie. Belická sukcesia sa pokladá za fragment oceánskeho dna penninika/váhika exhumovaného spod príkrovu tatrika. Presun tatrika na váhikum asi nastal po vrchnej kriede.

V celom profile belickej sukcesie chýbajú ofiolitové elementy, ako aj minerálne asociácie indikujúce HP/LT charakter metamorfózy, ktoré sú typické pre exhumované penninické oceánske horninové komplexy (c. f. napr. Neubauer et al., 2000) a spolu s pelagickým charakterom sedimentom poukazujú na pôvodne oceánsky charakter kôry. Z uvedeného vyplýva, že belickej sukcesii chýbajú základné prvky, ktoré by ju umožnili jednoznačne pokladať za sekvenciu oceánskeho charakteru.

Iňačovsko-pozdišovská jednotka

Iňačovsko-pozdišovská jednotka vystupuje v podloží neogénnych sedimentov východoslovenskej panvy (sensu Vass et al., 1988).

Doteraz najúplnejší prehľad o tektonickej stavbe predterciérneho podložia východoslovenskej panvy urobil Fusán et al. (1987), ktorí vychádzali predovšetkým z prác Rudinca a Slávika (1970), Slávika (1976), Sviridenka (1976), Greculu a Együda (1977), Magyara a Rudinca (1980) a Rudinca (1980). V západnej časti panvy sa predpokladá rozšírenie jednotiek centrálnych resp. vnútorných Západných Karpát reprezentované horninovými komplexmi paleozoika a mezozoika, ktoré patria do gemerika a veporika. Situácia je komplikovanejšia na V od systému hornádskych zlomov. V severnej časti vystupuje fatrikum lemujúce južný okraj bradlového pásma a vystupujúce na povrch v humenskom mezozoickom ostrove. Južnejšie predpokladá rozšírenie hornín tzv. potiského bloku (pozri Tektonickú mapu podložia terciéru vnútorných Západných Karpát in Fusán et al., 1987), pričom bezprostredne na J od fatrika počíta s prítomnosťou paleozoických hornín a ďalej na J hornín paleozoika a mezozoika „potiského bloku", do ktorého začleňuje aj výstupy predterciérnych hornín zemplínskeho ostrova a kryštalinika pri Byšte.

V spomenutej koncepcii Fusána et al. (1987) sa ako potiský blok synonymne označuje zemplinikum (sensu Slávik, 1976), v rámci ktorého Slávik (l. c.) vyčlenil (od S na J) humenskú (látkovým zložením korešponduje s humenským mezozoikom), pozdišovsko-iňačovskú (s prevahou paleozoických klastík) a zemplínsku jednotku (zastúpené kryštalinikom, paleozoikom a mezozoikom). Neskôr sa s koncepciou Slávika (1976) stotožnil Rudinec (1980). Spomenutí autori, ako aj Grecula a Együd (1977) akcentujú extrakarpatský pôvod predneogénneho podložia východoslovenskej panvy s afinitou k Tisii.

Odlišný názor má Soták et al. (1993a, 1993b, 1994, 1996, 2000), ktorí na základe litologickej podobnosti časti sedimentov pozdišovsko-iňačovskej jednotky s metasedimentmi typu „Bündnerschiefer" túto jednotku korelujú s penninikom/váhikom a predpokladajú, že komplex metamorfovaných hornín pozdišovsko-iňačovskej jednotky vystupuje spod horninových komplexov patriacich vnútorným Západným Karpatom.

Táto interpretácia neobsahuje koreláciu horninových komplexov pozdišovsko-iňačovskej jednotky resp.iňačovsko-kričevskej jednotky (názvy sa v pôvodných prácach často synonymne zamieňajú, napr. Soták et al., 1994, 2000; Soták et al., 1993a) smerom na V do oblasti zakarpatskej priehlbiny (Sviridenko, 1976).

Horninové komplexy vystupujúce v podloží terciéru vo východnom pokračovaní východoslovenskej panvy do oblasti tzv. zakarpatskej priehlbiny doteraz najkomplexnejšie opísal Petraškevič a Lozyňak (1988), ktorí v danej oblasti vyčleňujú niekoľko zón vzájomne sa odlišujúcich litofaciálnym zložením a vekom.

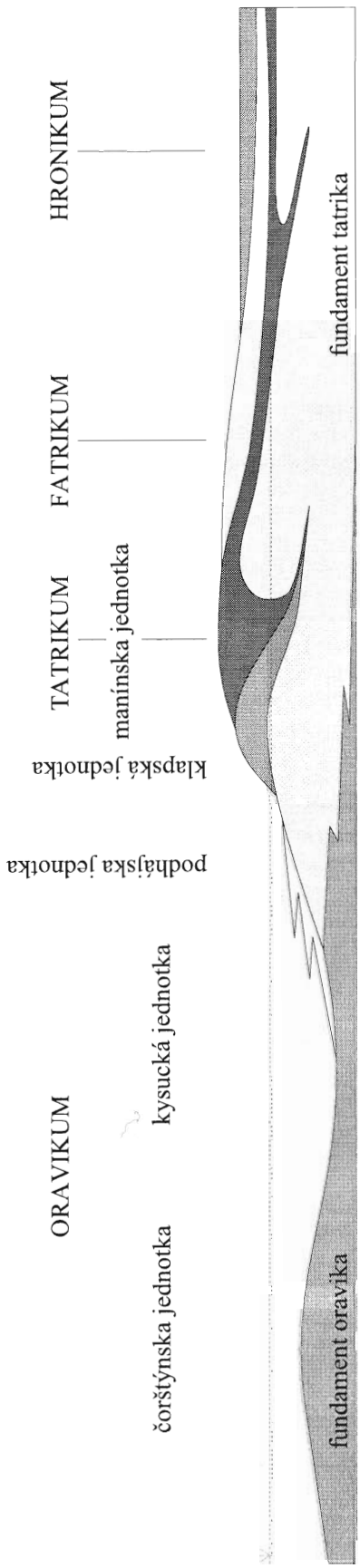
Najsevernejšia zóna reprezentuje horniny patriace bradlovému pásmu. Na J resp. na JV od bradlového pásma je vyčlenená lesarnianska (vrt Lesarňa-1) resp. kričevská zóna s. s. Autori sa vyhýbajú označeniu kričevská zóna, pretože tak je nazvaná celá oblasť tzv. zakarpatskej priehlbiny medzi bradlovým pásmom na S a pripanónskym hlbinným zlomom na J (c. f. napr. Sviridenko, 1976). Litostratigraficky sa skladá z hrubých (vyše 1000 m) premenených a deformovaných (časté opakovanie vrstvových sledov) tmavosivých, terigénno-karbonatických sedimentov spodnej a vrchnej kriedy. Horninové komplexy lesarnianskej zóny sú presunuté na horniny bradlového pásma.

Na J od lesarnianskej zóny je vyčlenená zalužská zóna (vrt Nevickaja-1). Skladá sa z hornín triasu, jury a kriedy a jej charakteristickou črtou sú triasové dolomity. Nachádza sa v smernom pokračovaní humenského mezozoického ostrova a autori jej horninové komplexy nepriamo korelujú s horninami zastihnutými vo vrte Lipany-1, t. j. s fatrikom.

V sz. časti zakarpatskej priehlbiny, t. j. v bezprostrednom susedstve východnej hranice Slovenska sa v podloží miocénu zastihli (vrt Užgorod-1) horniny paleozoika?, ktoré sa zaraďujú do užhorodskej zóny (užhorodská pochovaná elevácia, pozdišovsko-užhorodský blok), no autori (Petraškevič a Lozyňak, l. c.) neuvádzajú litologický charakter hornín, ale ich alochtónny charakter na horninách mezozoika, ktoré by mali byť autochtónnej povahy.

Na horninách lesarnianskej, zalužskej a pravdepodobne aj užhorodskej zóny leží v diskordantnej pozícii eocénno-oligocénny („podhalský/západokarpatský") flyš tvoriaci plocho uloženú synformu.

Ruskokomarovská zóna (vrt Mukačevo GTE-1) je charakteristická výskytom hornín paleozoika? – tmavosivými fylitmi, fylitizovanými argilitmi a pieskovcami so zriedka-



vými horizontmi vulkanitov. Mezozoikum reprezentujú dolomitové polohy, pestré bridlice a kvarcity triasu, tmavé terigénne karbonáty jury? a kriedy.

Beganská zóna bola vyčlenená na krajnom JZ zakarpatskej priehlbiny. Tvoria ju horniny paleozoika? a mezozoika (trias, jura a krieda). Paleozoické horniny sú zastúpené slabometamorfovanými svormi, fylitmi, argilitmi, pieskovcami, gravelitmi, vápencami a kvarcitmi. Horniny sa vyznačujú pestrým sfarbením (tmavosivé, zelenkasté, žltosivé, višňovočervené), čím sa podobajú horninám užhorodskej zóny. Trias zastupuje predovšetkým pieskovcovo-bridličnatá fácia so sporadickým zastúpením dolomitu. Sedimenty jury sú vyvinuté vo fácii svetlosivých až sivých vápencov, krinoidového vápenca a rádiolaritov. Sedimenty kriedy sa vyvinuli v podobe sivého, miestami čierneho, svetlosivého, zelenkastého a červenohnedého vápenca a slieňovca. Tmavšie variety sa vyskytujú v spodnejších horizontoch kriedového profilu.

Z uvedeného nie je jasné, ktoré horninové komplexy (zóny) by mali zodpovedať pozdišovsko-iňačovskej (sensu Slávik, 1976) resp. iňačovsko-kričevskej jednotke v podloží miocénu vo východoslovenskej panve v zmysle Sotáka et al. (1993a, 1994).

Ďalším problémom je stratigrafický rozsah hornín budujúcich iňačovsko-pozdišovskú jednotku (sensu Soták, 1993, 1994). V práci Sotáka et al. (1993) a Sotáka et al. (1994) je litostratigrafická interpretácia vrtných profilov (ale nie sú označené vrty, ich lokalizácia ani spôsob vŕtania), z ktorej autori vyvodzujú, že stratigrafický rozsah iňačovsko-pozdišovskej jednotky by mal byť vrchné paleozoikum (perm) až eocén. Treba však konštatovať, že predpoklad je založený na kompozitných vrtných profiloch a v žiadnom nie je dokumentovaný plynulý stratigrafický prechod. Z interpretovaných vrtných profilov je biostratigraficky potvrdené mladšie paleozoikum (palynomorfy) v profile vrtu označenom IV s opisom permoskýt (pravdepodobne vrt Pozdišovce-1), vrchný trias (foraminifery a krinoidový detritus) v celom vrtnom profile III, vrchná jura? (krinoidový detritus) a ničím nepodložená domnienka o výskyte kriedových sedimentov vo vrte II, ako aj eocén (numulity) vo vrtnom profile I (pravdepodobne vrt Zbudza-1). Vo vrtnom profile I sa sedimenty eocénu vyskytujú v podloží ultrabázickej horniny (c. f. Soták et al., 1993; Soták et al., 1994). Soták et al. (1993b) uvádzajú, že ultrabázické horniny boli zastihnuté v nadloží eocénnych hornín vo vrte Zbudza-1. Eocénne horniny sú tu výrazne zvrásnené a dynamometamorfované podobne ako staršie horninové komplexy, ktoré sa pokladajú za integrálnu súčasť iňačovsko-pozdišovskej jednotky. Z toho podľa Sotáka et al. (1993b) vyplýva, že ide o kontinuitné stratigrafické celky zasiahnuté jedným tektonometamorfným aktom po eocéne. Z uvedeného možno bez výhrad súhlasiť iba s názorom o tektonometamorfnom akte po eocéne. V práci Petraškeviča a Lozyňaka (1988) sa explicitne uvádza, že paleogénne súvrstvie eocénno-oligocénneho veku

Obr. 5. Zjednodušený palinspastický profil skúmanej oblasti obdobia koňak/santón. Profil nie je zobrazený v mierke (Hók a Rakús, 2004).

Fig. 5. Simplified palinspastic profile across investigated area for the time period Coniacian/Santonian (Hók and Rakús, 2004).

v oblasti zakarpatskej priehlbiny leží diskordantne (transgresívne?) na horninách lesarnianskej, zalužskej a pravdepodobne aj užhorodskej zóny. Ak predpokladáme pokračovanie paleogénnych súvrství na územie Slovenska ako Petraškevič a Lozyňak (l. c.), potom eocénne horniny zastihnuté vrtom Zbudza-1, ale aj Trhovište-26 (Rudinec, 1977; Biela, 1978b) a azda aj Pavlovce-1 (Soták et al., 1993b) môžu predstavovať diskordantne a azda aj transgresívne uložený horninový komplex. Zvrásnenie eocénnych sedimentov možno vysvetliť aj miocénnymi tektonickými udalosťami, lebo vrásové deformácie sú opísané aj z panónskych sedimentov (Kováč et al., 1995).

Z pohľadu tektonickej príslušnosti pozdišovsko-iňačovskej jednotky je najdôležitejšie konštatovanie prítomnosti trosiek subtatranských príkrovov (gutensteinské vápence a dolomity) v tektonickom nadloží typických formácií (ale litostratigrafia sa neuvádza) pozdišovsko-iňačovskej jednotky vo vrte Hrušov-1 (Soták et al., 1993b). Soták et al. (1993a, 1993b, 1994 a 2000) na základe spomenutého výskytu a metamorfného postihu nešpecifikovaných hornín z vrtu Iňačovce-3 a Senné-2, predpokladajú, že horniny pozdišovsko-iňačovskej jednotky boli tektonicky prekryté jednotkami vnútorných Západných Karpát a metamorfované pri teplote 350–400 °C a tlaku okolo 7–8 kbar. V spodnom miocéne boli exhumované, čo dokladajú FT veky zo zirkónov (20,1 ± 0,9 Ma), a ultrabázický materiál bol recyklovaný do merníckych konglomerátov (Soták et al., 2000). Po exhumácii boli prekryté miocénnymi sedimentmi, ktoré tvoria výplň východoslovenskej panvy.

Tento model by bolo treba v mnohom spresniť. Ak sa pripustí rozsiahle prekrytie pozdišovsko-iňačovskej jednotky tektonickými jednotkami vnútorných Karpát v období po eocéne, je zrejmé, že sa mali zachovať aj v iných vrtoch. Teplotné a tlakové parametre metamorfózy hornín iňačovsko-pozdišovskej jednotky boli vypočítané z hornín získaných z vrtu Iňačovce-3, Senné-2, ale nie z vrtu Hrušov-1, kde sa deklaruje tektonický kontakt vnútrokarpatských jednotiek z horninami iňačovsko-pozdišovskej jednotky. Metamorfné podmienky sú doložené len z dvoch vrtov, čo nepodporuje predstavu o regionálnom rozsahu metamorfózy, najmä v kontexte recentnej metamorfózy neogénnych sedimentov vo východoslovenskej panve (Ďurica et al., 1979) a vysokého geotermálneho gradientu.

Ultrabázický materiál z iňačovsko-pozdišovskej jednotky sa nemohol recyklovať do merníckych zlepencov, lebo tie boli vekovo redefinované (Soták et al., 1990) na vrchný eocén až spodný oligocén a exhumácia hornín iňačovsko-pozdišovskej jednotky sa datuje na spodný miocén (egenburg – otnang). Z podobných príčin nemohla byť iňačovsko-pozdišovská jednotka zdrojom klastického materiálu šambronských vrstiev (Soták et al., 1996). Zdroj materiálu možno v prípade merníckych zlepencov, ako aj šambronských vrstiev derivovať napr. z obdukovaných hornín meliatika (c. f. Gnojek et al., 1991). Tento predpoklad podporujú aj výskyty redeponovaných ultrabázik pri Kluknave (Ivanov, 1953) a smer paleotransportu sedimentárneho materiálu generálne z J na S (Soták et al., 1990; Soták a Bebej, 1995; Soták et al., 1996). Z hľadiska časovej postupnosti a datovania tektonických udalostí neobstojí ani názor o odstrešovaní hornín iňačovsko-pozdišovskej jednotky pri tvorbe pull-apartového bazéna. Jeho tvorba sa datuje na neskoršie obdobie spodného miocénu – karpatu (Kováč et al., 1995).

Zaradenie súboru hornín opísaných v pozdišovsko-iňačovskej jednotke do váhika/penninika, t. j. do jednotky s pôvodne oceánskym charakterom, nepovažujeme podľa súčasných poznatkov a argumentov za dostatočne podložené.

Diskusia a záver

V príspevku sa zaoberáme geologickou stavbou stredného Považia, litostratigrafickou náplňou manínskej a klapskej jednotky, ich paleogeografickou pozíciou a hypotetickým vzťahom k váhiku a k jednotkám bradlového pásma (oravikum). Časť sedimentárnych sekvencií, ktoré sa pokladali za litostratigrafické členy manínskej a klapskej jednotky, nepovažujeme za ich integrálnu súčasť.

Pri manínskej jednotke nás k takémuto záveru vedie predovšetkým fakt, že sedimenty praznovského súvrstvia (cenoman – turón) sú najvyšším litostratigrafickým členom, ktorý vystupuje v tektonickom podloží horninových sekvencií fatrika. Tektonický kontakt fatrika a manínskej jednotky indikuje vek presunu fatrika a tým aj ukončenie sedimentácie v manínskom bazéne. Sedimenty vrchnej kriedy až paleogénu, ktoré boli pôvodne súčasťou podmanínskej skupiny (Kysela et al., 1982), sme zaradili do podhájskej jednotky, ktorú paleogeograficky považujeme za súčasť kysuckej jednotky s. l.

V prípade klapskej jednotky/bazéna je ukončenie sedimentácie indikované splytčením sedimentačného priestoru v období sedimentácie orlovského súvrstvia a redepozíciou sedimentov orlovského súvrstvia (cenoman – turón) do mladších sedimentov (koňak – santón). Sedimentárne sekvencie vrchnej kriedy zároveň vykazujú odlišné paleoprúdové smery (c. f. Marschalko, 1986).

Manínska jednotka je v tektonickej pozícii na klapskej jednotke. Pri akceptovaní polarity orogenetických procesov v Západných Karpatoch pozícia manínskej jednotky bola internejšia resp. južnejšia ako v prípade klapskej jednotky. Obsah ťažkých minerálov v manínskej a klapskej jednotke poukazuje na proximitu k jednotkám vnútorných Západných Karpát (Aubrecht, 2001). Dnešnú vzájomnú pozíciu spomenutých jednotiek v mnohých prípadoch intenzívne ovplyvnil transpresný charakter terciérnej tektogenézy, ktorá sa v skúmanej oblasti prejavuje mimoriadne intenzívne, a tak nie je vylúčená ani možnosť, že boli vo vzájomnej pozícii vedľa seba, ale aj v takom prípade uvažujeme s externejším umiestnením klapskej jednotky voči manínskej (c. f. Rakús et al., 1998).

Manínsku jednotku považujeme za súčasť tatrika a jej paleogeografickú pozíciu kladieme na externý resp. severný okraj tatrika. Klapskú jednotku paleogeograficky umiestňujeme externejšie od manínskej jednotky do bezprostredného susedstva podhájskej jednotky, ktorú pokladáme už za element kysuckej jednotky s. l. umiestnený na jej vnútornom okraji (obr. 5). Na takéto paleogeogra-

fické umiestnenie poukazujú redepozity orlovských pieskovcov vo flyšoch (koňak – santón) podhájskej jednotky a vzájomná tektonická pozícia týchto jednotiek.

Horninové komplexy podhájskej jednotky paleogeograficky korelujeme s horninovými komplexmi, ktoré boli zastihnuté vo vrte SM-1, Soblahov (Maheľ, 1985) a s belickou sukcesiou v Považskom Inovci.

Dominujúcimi horninovými súbormi v podhájskej a belickej jednotke sú flyšové sedimenty vrchnokriedového veku. Napriek tomu, že pozdišovsko-iňačovská jednotka bola zaradená do váhika (Plašienka et al., 1995; Plašienka, 1999), horniny vrchnej kriedy sa tu paleontologicky nepreukázali (napr. Soták et al., 1994). V prípade podhájskej jednotky a belickej sukcesie ich sedimenty reflektujú blízky zdroj z jednotiek, ktoré sa dnes vyskytujú v susedstve kysuckej jednotky (klapská a inovecká jednotka). Pri interpretácii tektonickej pozície belickej sukcesie v Považskom Inovci (Plašienka et al., 1991, obr. 7) treba vziať do úvahy výsledky vrtu Lu-1 (Lubina) v Čachtických Karpatoch, situovaného interne od bradlového pásma (Leško et al., 1978). Vrt Lu-1 v hĺbke 2706 m zastihol horniny bielokarpatskej jednotky flyšového pásma. Interpretáciu váhického akrečného komplexu a fundamentu váhika pod Považským Inovcom (Plašienka et al., l. c., obr. 7) možno v tomto prípade spoľahlivejšie vysvetliť ako fundament magurskej jednotky, resp. jednotiek bradlového pásma (oravika).

Pri iňačovsko-pozdišovskej jednotke by potvrdenie kriedového veku časti sedimentov umožnilo porovnať ich s horninami lesarnianskej zóny, ktorá povahou výstupu reprezentuje priestorový ekvivalent podhájskej jednotky na Považí. Nie menej dôležitým aspektom v prípade pozdišovsko-iňačovskej jednotky je potvrdenie pozície a vzťahu paleogénnych sedimentov k ich podložiu. Pri transgresívnom charaktere by ich korelácia s paleogénnymi sedimentmi na Ukrajine odstránila problém cezhraničnej diskontinuity geologických jednotiek, ako aj časopriestorovo komplikované modely paleogeografickej a tektonickej pozície iňačovsko-pozdišovskej jednotky.

Poďakovanie Práca vznikla ako súčasť projektu Ministerstva životného prostredia SR 130 Tektogenéza sedimentárnych paniev

Literatúra

Andrusov, D. & Kollárová-Andrusovová, V., 1971: Transgression de Crétacé moyen dans l'unité de Manín (zone des klippes, vallée du Váh, Slovaquie). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 22, 1, 149–157.*

Andrusov, D. & Kühn, O., 1942: Stratigraphie und paleogeographie der Rudisten III. Rudistenfauna und Kreideentwinklung in der Westkarpaten. *Neu. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil.-Bd. 86, 450–480.*

Andrusov, D. & Kuthan, M., 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska. List Žilina (4361/2). *Práce Št. geol. Úst., Soš., 10, 196.*

Andrusov, D., 1931: Geologický výskum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech I-II. *Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ., 6, 3–78.*

Andrusov, D., 1938: Geologický výskum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech III – Tektonika. *Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ., 9, 5–69.*

Andrusov, D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch IV–V. *Práce Št. geol. Úst., Zoš., 13, 1–176.*

Andrusov, D., 1951: Podrobná geologická mapa Československej republiky. Slovensko, list Považská Bystrica 4361/3. *Štátny geol. ústav Bratislava.*

Andrusov, D. & Samuel, O., 1983–1985: Stratigrafický slovník Západných Karpát. Zv. 1, 2. *Bratislava, GÚDŠ.*

Andrusov, D. & Scheibner, E., 1960: Prehľad súčasného stavu poznatkov o geológii bradlového pásma medzi Vlárou a Tvrdošínom. *Geol. Zbor., 11, 2, 239–279.*

Andrusov, D., 1958: Podrobná geologická mapa Československej republiky. Slovensko, list Bytča 4361/1. *Štátny geol. ústav Bratislava.*

Andrusov, D., 1959: Geológia československých Karpát. II. diel. *Vyd. SAV Bratislava, 376.*

Andrusov, D., 1965: Geológia československých Karpát III. diel. *Vyd. SAV Bratislava, 392.*

Aubrecht, R., 2001: Jurassic heavy mineral distribution provinces in the Western Carpathians. *Mineralia Slov., 5, 473–486.*

Baňacký, V., Elečko, M., Kaličiak, M., Straka, P., Škvarka, L., Šucha, P., Vass, D., Vozárová, A. & Vozár, J., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape južnej časti východoslovenskej nížiny a zemplínskych vrchov 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ, 7–135.*

Began, A., Borza, K., Köhler, E. & Samuel, O., 1970: Stratigrafickо-litologická charakteristika profilu vrtu MS-1 (jz. od Považskej Bystrice). *Geol. Práce, Spr., 53, 131–141.*

Began, A., Borza, K., Salaj, J. & Samuel, O., 1965: On the age of Upohlava conglomerates. *Geol. Práce Spr., 36, 123–138.*

Began, A., 1961: Správa za rok 1960 o podrobnom geologickom výskume bradlového pásma v okolí Púchova a Považskej Bystrice. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Began, A., 1962: Niektoré poznatky z jury a spodnej kriedy bradlového pásma na strednom Považí. *Geol. Práce, Spr., 62, 239–244.*

Began, A., 1969: Geologické pomery bradlového pásma na strednom Považí. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 2, 55–103.*

Began, A., Salaj, J., Rakús, M., Nemčok, J., Marschalko, R., Gabčo, R., Kalaš, L. & Kullman, E., 1963: Záverečná správa za úlohu Základný geologický výskum a mapovanie v mierke 1 : 25 000 a 1 : 50 000, list M-34-79-D Považská Bystrica. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Biela, A., 1978a: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. *Region. Geol. Západ. Karpát, 10.*

Biela, A., 1978b: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. *Region. Geol. Západ. Karpát, 11.*

Birkenmajer, K., 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. geol. pol., XLV, 158.*

Birkenmajer, K., 1988: Exotic Andrusov Ridge: Its role on plate-tectonic of the West Carpathian fold belt. *Stud. geol. pol., XCI, 7–37.*

Boorová, D. & Salaj, J., 1996: Príspevok k poznaniu litofaciálneho vývoja sedimentov barému – albu manínskej jednotky. *Zem. Plyn Nafta, 40, 3, 177–193.*

Boorová, D., 1990: Poznámky k mikrofaciálnemu vývoju albu v Belušských Slatinách (Manínska jednotka). *Knih. Zem. Plyn Nafta, 9a, 169–182.*

Boorová, D., 1997: Štúdium sedimentov vrchného aptu – spodného albu manínskej jednotky na listoch M-34-97-D-c (Beluša) a M-34-97-D-d (Pružina). *Manuskript – archív GSSR Bratislava.*

Borza, K., 1969: Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. *Vyd. SAV Bratislava, 300.*

Borza, K., 1970: Nové poznatky o stratigrafii súľovského bradla. *Geol. Práce, Spr., 51, 135–148.*

Borza, K., 1979: Nové poznatky zo spodnej kriedy Strážovských vrchov. *In: Zbor. prednášok z konf. v Smoleniciach, 241–264.*

Borza, K., 1980: Litologicko-mikrofaciálna charakteristika vrchnojurských a spodnokriedových sedimentov belianskej série (Strážovské vrchy). *Geol. Práce Spr., 74, 33–56.*

Borza, K., Michalík, J. & Vašíček, Z., 1987: Lithological, biofacial and geochemical characterization of the Lower Cretaceous pelagic carbonate sequence of Mt. Butkov (Manín unit, Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 3, 323–348.*

Borza, K., Köhler, E. & Samuel, O., 1979: Nové stratigrafické a tektonické poznatky o bradle Skalica. *Geol. Práce, Spr., 72, 97–112.*

Bujnovský, A., Kochanová, M. & Pevný, J., 1979: Terlenská Formation: A new formal lithostratigraphic unit of the Liassic of the Šiprúň Group. *Geol. Práce, Spr., 73, 49–60.*

Bystrická, H., 1961: Mikrofauna pestrých vrstiev Žilinskej kotliny. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geogr., 109–176.*

Bystrická, H., Gašparíková, V., Köhler, E., Kysela, J. & Salaj, J., 1983: Locality 9 – Hradisko. *In: 18th European Colloquy of Micropaleontology, Excursion guide. Vyd. GÚDŠ Bratislava, 71–81*

Ďurica, D., Falc, M. & Suk, M., 1979: Recent metamorphism in Neogene sediments of Eastern Slovakia. *Věst. Ústř. Úst. geol., 54, 4, 207–213.*

Faupl, P. & Wagreich, M., 2000: Late Jurassic to Eocene Paleogeography and Geodynamic Evolution of the Eastern Alps. *Mitt. Österr. Geol. Gesell., 92, 79–94.*

Fusán, O., Biely, A., Ibrmajer, J., Plančár, J. & Rozložník, L., 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. *Bratislava, GÚDŠ, 103.*

Gašparíková, V., 1984: Cretaceous nannoplankton zones of the West Carpathians. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 9, 73–86.*

Gašparíková, V. & Salaj, J., 1984: Albian and Cenomanian microbiostratigraphy of the Manín belt on the basis of foraminifers and nannofossils in the Belušské Slatiny – Slopná area. *Schr.-Reihe Erdwiss. Kommision, 7, 43–65.*

Gnojek, I., Hovorka, D. & Pospíšil, L., 1991: Sources of magnetic anomalies in the Pre-Tertiary basement of Eastern Slovakia (Czech – Slovakia). *Geol. Carpath., 42, 3, 169–180.*

Grecula, P. & Együd, K., 1977: Pozícia zemplínskeho ostrova v tektonickom pláne Karpát. *Mineralia Slov., 6, 449–462.*

Grecula, P. & Együd, K., 1982: Litostratigrafia mladšieho paleozoika a spodného triasu Zemplínskych vrchov. *Mineralia Slov., 3, 221–239.*

Hansen, H. J., Rasmussen, K. L. & Gwozdz, R., 1990: Paleomagnetic stratigraphy and iridium abundance of the Cretaceous, Tertiary boundary at Žilina, Slovakia. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 1, 23–28.*

Haško, J. & Polák, M., 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape Kysuckých vrchov a Kriváňskej Malej Fatry, mapa 1 : 50 000. *Vyd. GÚDŠ Bratislava, 145.*

Haško, J. & Samuel, O., 1977: Stratigrafia kriedy varínskeho úseku bradlového pásma. *Geol. Práce, Spr., 68, 49–67.*

Ivanov, M., 1953: Geologicko-petrografické a rudné pomery v severnej časti spišsko-gemerského rudohoria medzi Kluknavou a Žakarovcami. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 4, 3–4, 705–750.*

Kamenický, L., Klátovský, V., Marschalko, R. & Medveď, J., 1974: Príspevok k charakteristike kyslých magmatitov exotických hornín bradlového pásma a iných tektonických jednotiek Západných Karpát. *Mineralia Slov., 2, 311–323.*

Köhler, E., 1980: Stratigrafia kriedových sedimentov na základe orbitoidných foraminifer. Záverečná správa. *Manuskript – archív GÚ SAV, Bratislava, 96.*

Kováč, M., Kováč, P., Marko, F., Karoli, S. & Janočko, J., 1995: The East Slovakian Basin: A complex back-arc basin. *Tectonophysics, 252, 453–466.*

Kováč, P. & Hók, J., 1997: Tertiary tectonic evolution of the western part of the Klippen Belt. *In: Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Int. conference, 100th anniversary D. Andrusov. Dionýz Štúr Publishers, Bratislava, 127–138.*

Krivý, M., 1969: Exotické valúny magmatických hornín západnej časti bradlového pásma. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 18, 165–197*

Krystýn, L., 1971: Die Oberbajocium – und Bathonium der Klaus-Schichten des Steinbruches Neumühle bei Wien (Österreich). *Ann. Naturhist. Mus. (Wien), 76, 195–310.*

Kuhn, O. & Andrusov, D., 1937: Weitere Korallen aus der Oberkreide der Westkarpathes. *Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přírodověd., 2, 9, 1–18.*

Kullmanová, A. & Gašparíková, V., 1982: Vrchnokriedové sedimenty v severnej časti pohoria Považský Inovec. *Geol. Práce, Spr., 78, 85–95.*

Kullmanová, A., 1961: Litologický profil manínskou sériou z okolia Belušských Slatín. *Geol. Práce, Spr., 21, 127–131.*

Kullmanová, A., 1968: Litologicko-petrografický výskum jurských a spodnokriedových vápencov manínskej jednotky. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava, 86.*

Kysela, J., Marschalko, R. & Samuel, O., 1982: Litostratigrafická klasifikácia vrchnokriedových sedimentov manínskej jednotky. *Geol. Práce, Spr., 78, 143–167*

Kysela, J. & Rakús, M., 1983: Základná geologická mapa 1 : 25 000, list Považská Bystrica-2. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Kysela, J., 1984: Klapy nappe and geological section through the area between Udiča and Považská Bystrica-Uhrové. *In: IGCP-198: The Northern margin of Tethys, Guide to geol. excursion. Publ. by GÚDŠ Bratislava, 27–30.*

Kysela, J., Marschalko, R. & Samuel, O., 1982: Litostratigrafická klasifikácia vrchnokriedových sedimentov manínskej jednotky. *Geol. Práce, Spr., 78, 143–167*

Leško, B. & Varga, I., 1980: Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. *Mineralia Slov., 2, 97–130.*

Leško, B., Ďurkovič, T., Gašparíková, V., Kullmanová, A. & Samuel, O., 1978: Nové poznatky o geológii Myjavskej pahorkatiny na základe vrtu Lubina-1. *Geol. Práce, Spr., 70, 35–56.*

Liebus, A. & Schubert, R. J., 1903: Die Foraminiferen der Karpatischen Inoceramen Schichten von Gbellen in Ungarn (Puchover Mergtel). *Jb. geol. Reichsanst., 52, 285–305.*

Magyar, J. & Rudinec, R., 1980: Nové poznatky o podloží neogénu pozdišovsko-iňačovského bloku na východnom Slovensku (vrt Bunkovce-1). *Mineralia Slov., 1, 63–74.*

Magyar, J., 1976: Geologicko-petrografická charakteristika podložia severnej časti východoslovenského neogénu. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Maheľ, M., 1960: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika centrálnych Karpát. *Geol. Práce, Spr., 21, 5–28.*

Maheľ, M., 1978: Manín tectonic unit, relations of the Klippen belt and Central West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 29, 2, 197–214.*

Maheľ, M., 1981: Peninikum v Západných Karpatoch z pohľadu globálnej tektoniky. *Mineralia Slov., 4, 289–306.*

Maheľ, M., 1983: Návrh na novú tektonickú nomenklatúru základných tektonických elementov Západných Karpát. *Mineralia Slov., 6, 559–565.*

Maheľ, M. (edit.), 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Žilina. *Ústr. Úst. geol., Bratislava, 5–272.*

Maheľ, M. & Kullmanová, A., 1961: Doplňky k manínskej sérii. *Geol. Práce, Spr., 21, 71–80.*

Maheľ, M., 1958: Vápence v albe západokarpatskej série v Strážovskej hornatine. *Geol. Práce, Spr., 14, 13–21*

Maheľ, M., 1961: Nové poznatky z niektorých kľúčových území v Strážovskej hornatine. *Geol. Práce, Spr., 21, 29–80.*

Maheľ, M., 1981: Island character of Klippen Belt-Vahicum, continuation of southern Penninicum in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 2, 293–305.*

Maheľ, M., 1985: Geologická stavba Strážovských vrchov. *Bratislava, GÚDŠ.*

Malý, J., 1976: Geologické pomery Manínskeho pásma medzi Plevníkom a Považskou Bystricou s podrobnou mikrobiostratigrafiou strednej a vrchnej kriedy. [Diplomová práca.] *Manuskript – archív PF UK Bratislava.*

Marschalko, R. & Kysela, J., 1980: Geológia a sedimentológia bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. *Západ. Karpaty Sér. Geol., 6, 7–77*

Marschalko, R. & Samuel, O., 1975: Sedimentológia a stratigrafia hruboklastického flyšu od Nosíc (priehrada mládeže). *Geol. Práce, Spr., 63, 38–43.*

Marschalko, R., 1986: Vývoj a geotektonický význam kriedového flyšu bradlového pásma. *Bratislava, Veda, 130.*

Marschalko, R. & Kysela, J., 1979: Geológia a tektonika pieninského bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. *In: Tektonické profily Západných Karpát. Konferencie – sympózia – semináre. Bratislava, GÚDŠ, 41–58.*

Marschalko, R. & Samuel, M., 1993: Sedimentológia východnej vetvy súľovských zlepencov. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 17, 7–38.*

Marschalko, R. & Samuel, O., 1980: Orlovský pieskovec, významná litostratigrafická jednotka cenomanu klapskej jednotky (pieninské bradlové pásmo na hornom Považí). *Geol. Práce, Spr., 74, 85–94.*

Marschalko, R., 1986: Vývoj a tektonický význam kriedového flyšu bradlového pásma. *Vyd. Bratislava, Veda, 5–173.*

Marschalko, R., Mišík, M. & Kamenický, L., 1976: Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprungszonen (Paläogen der Klippen und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 1, 7–124.*

Mello, J. et al. (in press): Geologická mapa stredného Považia. *ŠGÚDŠ Bratislava.*

Michalík, J. & Vašíček, Z., 1984: To the Early Mid Cretaceous West Carpathian development: The age and environmental position of the "Skalica breccia" *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 5, 559–581*

Michalík, J. & Vašíček, Z., 1987: Geológia a stratigrafia okolia ložiska spodnokriedových vápencov Butkov (manínska jednotka, stredné Považie). *Mineralia Slov., 2, 115–134.*

Michalík, J., in Samuel, O. et al., 1988: Stratigrafický slovník Západných Karpát 3. *Bratislava, GÚDŠ.*

Michalík, J., 1992: Comments on the Mesozoic palinspastic interpretations of the Western Carpathians. *Acta geol. hung., 35, 1, 39–47*

Mišík, M. & Sýkora, M., 1981 Pieninský exotický chrbát rekonštruovaný z valúnov karbonátových hornín kriedových zlepencov bradlového pásma a manínskej jednotky. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 7, 7–11*

Mišík, M. & Šucha, V., 1994: Glauconite from the red nodular limestones of Jurassic age (Manín gorge, Western Carpathians). *Geol. Carpath., Ser. Clays, 45, 2, 85–92.*

Mišík, M., 1957: Litologický profil manínskou sériou. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 2, 242–258.*

Mišík, M., 1996: O sedimentačnom priestore klapskej jednotky. *Mineralia Slov., 1, 73–79.*

Mišík, M. & Marschalko, R., 1988: Exotic conglomerates in the Flysch sequences. Example from the Western Carpathians. *In: Evolution of the Northern Margin of Tethys, IGCP-198, publ. by: ESRI (Columbia SC, USA), GÚDŠ (Bratislava) and Soc. Géol. Fr (Paris), Mém. Soc. Géol. Fr., Nouvelle série, 154, 95–113.*

Mišík, M., 1996: O sedimentačnom priestore klapskej jednotky. *Mineralia Slov., 1, 73–79.*

Mišík, M., Jablonský, J., Mock, R. & Sýkora, M., 1981 Konglomerate mit exotischem Material im dem Alb der Zentralen westkarpathen – paläeogeographische und tektonische Interpretation. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 37, 5–55.*

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

Mořkovský, M. & Čverčko, J., 1987: Magnetické anomálie v podloží neogénu Východoslovenské nížiny. *Mineralia Slov., 3, 255–260.*

Neubauer, F., Genser, J. & Handler, R., 2000: The Eastern Alps: Result of two-stage collision process. *Mitt. Österr. Geol. Gesell., 92, 117–134.*

Petraškevič, M. I. & Lozyňak, P. J., 1988: Strukturnoe rajonirovanie osnovania zakarpatskogo progiba. *In. V. A. Vitenko & G. D. Dosina (eds.): Regionalnaja geologia USSR i napravlenia poiskov nefti i gaza. Lvov, 72–79.*

Planderová, E. & Slávik, J., 1977: Vek bridličnatého súvrstvia z podložia východoslovenských neovulkanitov na základe peľovej analýzy. *Geol. Práce, Spr., 67, 169–174.*

Plašienka, D., Michalík, J., Kováč, M., Gross, P. & Putiš, M., 1991 Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. An overview *Geol. Carpath., 42, 4, 195–208.*

Plašienka, D., 1995a: Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Druhá časť: Štruktúrna geológia a paleotektonická rekonštrukcia. *Mineralia Slov., 179–192.*

Plašienka, D., 1995b: Mesozoic evolution of Tatric units in the Malé Karpaty and Považský Inovec Mts., Implications for position of the Klape and related units in Western Slovakia. *Geol. Carpath., 46, 2, 101–112.*

Plašienka, D., 1995c: Passive and active margin history of the Northern Tatricum (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Rdsch., 84, 748–760.*

Plašienka, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja Centrálnych Západných Karpát. *Veda, Bratislava, 125.*

Plašienka, D., 1996: Kryptické chrbty, alebo kolízne pásma. *Mineralia Slov., 1, 75–79.*

Plašienka, D., Marschalko, R., Soták, J., Peterčáková, M. & Uher, P., 1994: Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Prvá časť: Litostratigrafia a sedimentológia. *Mineralia Slov., 311–334.*

Plašienka, D., Soták, J. & Spišiak, J., 1995: Penninic units of the Central Western Carpathians: Lithological, structural and metamorphic signatures. *Proceedings of the XV Congress of the Carpatho-Balcan Geological Association, September 1995, Athens, Greece. Geol. Soc. Greece, Sp. Publ., 4.*

Potfaj, M., 1996: Geological project for the "Vadičov" drill hole. *Geol. Práce, Spr., 101, 22–23.*

Rakús, M. & Marschalko, R., 1997: Position of the Manín, Drietoma and Klape units at the boudary of the Central and Outer Carpathians. *In: Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Int. conf. 100th anniversary of D. Andrusov, Bratislava, 79–97*

Rakús, M. & Ožvoldová, L., 1999: On the age of radiolarites from the Manín Unit (Butkov Klippe, Middle Váh valley, Western Carpathians). *Mineralia Slov., 79–86.*

Rakús, M., 1961 Ammonity červených hľuznatých vápencov manínskej série. *Geol. Práce, Spr., 24, 143–151*

Rakús, M., 1965: Biostratigrafia jury kosteleckého bradla. *Geol. Práce, Spr., 37, 163–177*

Rakús, M., 1975: Pestrá vrchná krieda „Couches rouges" v manínskom príkrove. *Geol. Práce, Spr., 63, 211–213.*

Rakús, M., 1977: Doplňky k litostratigrafii a paleogeografii jury a kriedy manínskej série na strednom Považí. *Geol. Práce, Spr., 68, 21–38.*

Rakús, M., 1997: Geologický výskum manínskej jednotky na strednom Považí. Ročná správa. *Manuskript – archív GSSR Bratislava.*

Rakús, M., Potfaj, M. & Vozárová, A., 1998: Basic paleogeographic and paleotectonic units of the Western Carpathians. *In. M. Rakús (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Geological Survey of Slovak Republic, Dionýz Štúr Publishers, Bratislava, 15–26.*

Rakús, M., in Maheľ, M., 1961 Sjazdový sprievodca. 12. sjazd čs. spol. pre min. a geol., slovenský výbor. *Bratislava, GÚDŠ, 78–79.*

Rakús, M., Mišík, M., Michalík, J., Mock, R., Ďurkovič, T., Koráb, T., Marschalko, R., Mello, J., Polák, M. & Jablonský, J., 1990: Paleogeographic development of the Western Carpathians: Anisian to Oligocene. *In: Evolution of the Northern Margin of Tethys, IGCP-98, publ. by: ESRI (Columbia SC, USA), GÚDŠ (Bratislava), Soc. Géol. Fr (Paris), Mém. Soc. Géol. Fr., Nouvelle série, 5, 39–62.*

Rudinec, R. & Slávik, J., 1970: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. *Geol. Práce, Spr., 53, 145–153.*

Rudinec, R., 1977: Záverečná vrtnogeologická správa o pionierskom vrte Trhovište-26. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Rudinec, R., 1980: Možnosti výskytu ropy a plynu v predneogénnom podloží východoslovenskej neogénnej panvy *Mineralia Slov., 6, 507–531*

Salaj, J., 1962. Mikrobiostratigrafia kriedových sedimentov krížňanskej a manínskej jednotky, a ich vzájomný vzťah. *Geol. Práce, Zoš., 62, 245–265.*

Salaj, J. & Samuel, O., 1966: Foraminiferen der Westkarpaten-Kreide. *Bratislava, GÚDŠ, 291*

Salaj, J., 1990: Nové poznatky o geológii a paleogeografickom vývoji bradlovej a pribradlovej zóny stredného Považia a jeho problematika. *Knih. Zem. Plyn Nafta, 9a, 93–168.*

Salaj, J., 1990a. Geologická stavba bradlovej a pribradlovej zóny stredného Považia a litologická klasifikácia kriedových sedimentov novovymedzených sekvencií. *Mineralia Slov., 2, 155–174.*

Salaj, J., 1994: Geológia stredného Považia. Bradlové a pribradlové pásmo so súľovským paleogénom a mezozoikom severnej časti Strážovských vrchov 1. a 2. časť. *Zem. Plyn Nafta, 39, 3, 195–291; 39, 4, 297–397*

Salaj, J., Kysela, J., Gašparíková, V. & Began, A., 1978: Dán a mont manínskej série západne od Žiliny a otázka laramského vrásnenia. *Geol. Práce, Spr., 70, 57–81*

Samuel, O. & Salaj, J., 1963: Contribution to Paleogene of Myjavská pahorkatina, vicinity of Považská Bystrica. Žilina and Eastern Slovakia. *Geol. Zbor., 149–163.*

Samuel, O., 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. *Geol. Práce, Spr., 56, 285–298.*

Samuel, O. & Salaj, J., 1968: Microbiostratigraphy and foraminifera of the Slovak–Carpathian Paleogene. *Bratislava, GÚDŠ, 232*

Samuel, O., Salaj, J. & Began, A., 1980: Lithostratigraphical classification of the Upper Cretaceous and Paleogene sedimentary rocks of the Myjavská pahorkatina. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 81–111*

Samuel, O., Borza, K. & Köhler, E., 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh valley (West Carpathians). *Bratislava, GÚDŠ, 219.*

Scheibner, E. & Scheibnerová, V., 1958: Kysucké a snežnické vrstvy, nové členy kriedy pieninskej série v kysuckom vývine. *Geol. Zbor., 9, 2, 178–181*

Scheibner, E., 1961 The tectonic style of the Klippen Belt and idea about its origin. *Geol. Zbor Geol. carpath., 12, 2, 153–158.*

Scheibnerová, V., 1961 Nové výsledky stratigrafie jury a kriedy bradlového pásma. *Geol. Práce, Zoš., 62, 261–265.*

Siblík, M., 1966: Ramenonožci Kosteleckého bradla. *Geol Práce, Spr., 38, 137–157*

Slávik, J., 1976: Zemplinikum – možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. *Geol. Práce, Spr., 65, 7–19.*

Soták, J. & Bebej, J., 1995: Plate tectonics provenance of serpentinitic sandstones from the Central Carpathian Paleogene (Eastern Slovakia). *Proceedings of the XV Congress of the Carpatho-Balcan Geological Association. Geol. Soc. Greece, Sp. Publ., 4.*

Soták, J., Bebej, J. & Biroň, A., 1996: Detrital analysis of the Paleogene flysch deposits of the Levoča Mts. Evidence for sources and paleogeography. *Slov. geol. mag., 3–4, 345–349.*

Soták, J., Biroň, A., Prokešová, R. & Spišiak, J., 2000: Detachment control of core complex exhumation and back-arc extension in the East Slovakian Basin. *Slov. geol. mag., 6, 2–3, 130–132.*

Soták, J. Križáni, I & Spišiak, J., 1990: On position and material composition of the Merník conglomerates (the Central Carpathian Paleogene). *Acta geol. geogr Univ. Comen., Geol., 45, 117–125.*

Soták, J., Rudinec, R. & Spišiak, J., 1993a: The Penninic "pull-appart" dome in the Pre-Neogene basement of the Transcarpathian depression (Eastern Slovakia). *Geol. Carpath., 44, 1, 11–16.*

Soták, J., Spišiak, J & Biroň, A., 1993b: Postavenie pozdišovsko-iňačovskej jednotky v štruktúrnom pláne Západných Karpát. *Zem. Plyn Nafta, 38, 1, 3–8.*

Soták, J., Spišiak, J & Biroň, A., 1994: Metamorphic sequence with "Bündnerschiefer" lithology in the Pre-Neogene basement of the East Slovakian Basin. *Mitt. Österr Geol. Gesell., 86, 111–120.*

Sviridenko, V G., 1976: Geologická stavba predneogénneho podložia zakarpatskej prehĺbeniny. *Mineralia Slov., 5, 395–406.*

Šímová, M. & Krivý, M., 1976: Ignimbrite in Geröllen aus Konglomeraten der Upohlav-Schichten. *Acta geol geogr Univ Comen., Geol., 28, 79–104.*

Štúr, D., 1860: Bericht über die geologische Übersichts Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. *Jb. geol. Reichsanst, 9, 17–151*

Telegti-Roth, K., 1915: Adátok Ilava és Belúsfurdö környékének földtani viszonyainakismertéhez. *A Magyar Kir Földt. Int. Évkönye, 23.*

Tollmann, A., 1976: Geologie der Österreich. Band II. Der Jura. 288–383. Franz Deuticke. Wien.

Trümpy, R., 1990: Pitfalls of paleogeographic reconstruction in a complex mountain belt: Alpine–Carpathian examples. *In. Evolution of the Northern Margin of Tethys, IGCP-198, publ. by: ESRI (Columbia, SC, USA), GÚDŠ (Bratislava) and Soc géol. Fr., Nouvelle série, 5, 3–21*

Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Krystek, I., Köhler, E., Lexa, J., Nemčok, J., Růžička, M. & Vaškovský, I., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR. Mapa 1 500 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Vašíček, Z. & Rakús, M., 1993: Upper Albian ammonites from locality Považský Chlmec near Žilina (Klape Unit, Klippen Belt, Slovakia). *Západ. Karpaty, Sér Paleont., 17, 41–56.*

Vašíček, Z., Michalík, J & Reháková, D., 1994: Early Cretaceous stratigraphy, paleogeography and life in Western Carpathians. *Beringiana, Heft 10, 55.*

Vozárová, A. & Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in the West Carpathians. *Bratislava, GÚDŠ, 91–110.*

Zorkovský, V., 1949 Bázické eruptíva v mezozoiku Západného a Stredného Slovenska. *Práce Št. geol. Úst., Soš., 26, 44.*

Zoubek, V., 1931 Charactéristique de quelques roches cristalophyllien et éruptives des galets exotiques des conglomérats sénoniens et paléogenes des Carpathes Occidentales. *Knih. St. geol. Ust Čs. Republ., 13A, 353–358.*

The Manín and Klape units: Lithostratigraphy, tectonic classification, paleogeographic position and relationship to Váhicum

The main objects of the study were tectonic units in wider vicinity of the Považská Bystrica town (NW Slovakia). From NW to SE the geological structure is built up by the Pieniny Klippen Belt units (predominantly Kysuca Unit), the Klape Unit, the Manín Unit and the Fatricum Nappe Unit. Late Cretaceous sediments formerly ranged to the Klape and Manín units are considered as a part of the re-defined Podhaj Unit (Fig. 1).

The supposition about attachment of the Late Cretaceous lithostratigraphic sequences of the Manín Unit and Klape Unit to the Podhaj Unit is supported by the fact, that the Praznov Formation (Cenomanian – Turonian) as the highest lithostratigraphic member of the Manín Unit in continual lithostratigraphic profile, is situated immediately under the Fatricum thrust plane. Lithoclasts of shallow water sandstones (Cenomanian – Turonian) of the Orlové Formation (Klape Unit) are redeposited into the Late Cretaceous sediments. Paleocurrent regime found in Late Cretaceous sediments is perpendicular to Middle Cretaceous sediments in both Manín and Klape units (c. f. Marschalko, 1986). The Manín Unit is thrusted over the Klape Unit. According to northern polarity of orogenetic processes in Western Carpathians the original paleotectonic position of the Manín Unit was more internal/southern of the Klape Unit. Content of heavy minerals in sediments of the Klape and Manín units shows their source in Inner Western Carpathians and refers to proximity of these units to the Inner Western Carpathians (Aubrecht, 2001).

The Manín Unit is considered as a part of the Tatricum tectonit megaunit. Paleogeographic position of the Manín Unit is placed on external/northern margin of the Tatricum. Paleogeographic position of the Klape Unit is north of the Manín Unit, close to the Podhaj Unit. The Podhaj Unit is most probably an element of southern margin of the Kysuca Unit (Fig. 5). The relationship of the Podhaj Unit and the Váhicum Unit as an oceanic domain (sensu Plašienka et al., 1995) is discussed. Against the existence of true oceanic domain there refers a lack of arguments about existence of typical rocks complexes, facies and mineral assemblages. The rock complexes of the Podhaj Unit are paleogeographically correlated with rocks drilled in borehole SM-1 (Soblahov) and Belice Succession i. e. the Váhicum Unit cropping out in the Považský Inovec Mts., southwest of the investigated area. Lithostratigraphic composition of the Podhaj Unit as well as the Belice Succession indicate proximity of a source of sedimentary material derived from the Inner Western Carpathians. With some restrictions concerning the stratigraphic data there would be possible to correlate the Podhaj Unit with the Pozdišovce-Iňačovce Unit (e. g. Soták et al., 1994) or the Kričevo Unit s. s. (sensu Petraškevič and Lozyňak, 1988) in Pretertiary basement of the Transcarpathian Basin.

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 27–40

Vrchnomiocénne sladkovodné lastúrničky (Ostracoda) okrajových sedimentov turčianskeho súvrstvia

RADOVAN PIPÍK

Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica; pipik@savbb.sk

(Doručené 6. 8. 2004, revidovaná verzia doručená 28. 9. 2004)

Upper Miocene freshwater ostracods (Ostracoda) of the littoral deposits of the Turiec Formation

Three different ostracod assemblages with restricted geographical extension – assemblage of *Candona clivosa*, assemblage of *Candona eminens-laterisimilis* and assemblage of *Cypria lenticulata* and *Herpetocypris denticulata* – occur in the east and southwestern part of the Turiec Basin. The new species mostly of the subfamily Candoninae dominate all tree assemblages. A presence of the recent holarctic and palearctic freshwater species allows to appreciate the ecological parameters of the water environment. Paleobiological characteristics are supported by data on macroflora and fauna and document a high biological diversity of this freshwater basin in the Upper Miocene time.

Key words: Miocene, Ostracoda, paleoecology, lacustrine deposits, freshwater environment

Úvod

Výskyt druhovo a morfologicky diverzifikovanej fauny lastúrničiek Turčianskej kotliny je výsledkom izolácie panvy a fyzickogeografického rozčlenenia panvy na litorálne až profundálne biotopy. Lastúrničky osídlili celé prajazero, v ktorom dominovali dve spoločenstvá. Prvé – *Candona robusta – C. jiriceki* – charakterizuje litorálne až sublitorálne sedimenty so slabo prúdiacou vodou, druhé – *Candona aculeata – C. armata – C. stagnosa – C. nubila – C. simplaria* – profundálne sedimenty so stabilným životným priestorom aktívne osídleným čeľaďou Candonidae a podčeľaďou Leptocytherinae. Významnú úlohu pri osídľovaní profundálneho biotopu lastúrničkami malo sexuálne rozmnožovanie vyskytujúce sa v obidvoch skupinách, ktoré umožňuje rýchlejšiu genetickú výmenu (Martens, 1994). Obidve skupiny sa vyskytujú aj v severnej plytkovodnej oblasti a vystupujú tam v asociácii s Ilyocyprididae, Cyprididae a Darwinulidae. Najmä posledná z týchto čeľadí je známa partenogenetickým rozmnožovaním, ktoré neumožňuje rýchlu mutáciu (Schön et al., 1998), a preto sa uplatňuje najmä v nestabilných prostrediach, v mlákach a plytkovodných zónach (Martens, 1994). Významným znakom je aj tvarová diferenciácia schránok podčeľade Candoninae v závislosti od spoločenstva (Pipík, 2001), odrážajúca Danielopolovu (1978, 1980) hypotézu o tvarovej adaptácii kandonín na fyzikálne podmienky vodného prostredia.

Tieto dve asociácie sú sprevádzané ďalšími tromi spoločenstvami lastúrničiek – spoločenstvom s *Candona clivosa*, s *Candona eminens-laterisimilis* a s *Cypria lenticulata* a *Herpetocypris denticulata* – s obmedzeným plošným výskytom v okrajových sedimentoch v centrálnej a jz. časti Turčianskej kotliny (obr. 1). V kombinácii s poznatkami o makroflóre podávajú obraz aj o prostredí mimo jazera, čím dokresľujú vysokú biologickú štruktúrovanosť tohto sladkovodného ekosystému vo vrchnom miocéne.

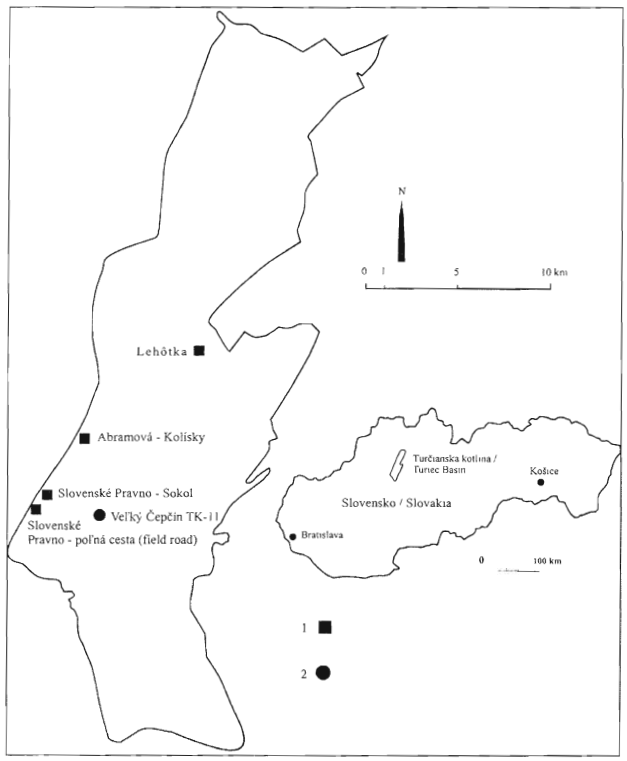
Lehôtka

Lokalita je pri samote Lehôtka na pravom brehu Turca medzi Rakovou a Valentovou asi 10,5 km na J od centra Martina. Geografické súradnice odkryvu sú: 48° 58' S a 18° 52' V (obr. 2). Lokalita sa skladá z dvoch samostatných odkryvov.

Prvý, značne pokrytý vegetáciou, je v polovici svahu zostupujúceho k rieke Turiec, druhým, nachádzajúcim sa asi 40 m povyše prvého, je zárez vytvorený na získavanie štrku pre miestne potreby. Vzorky z druhého odkryvu boli bez fosílnych zvyškov.

Prvý odkryv zdola nahor tvorí (obr. 3):

1. hrubozrnný štrk z mezozoických vápencov so šošovkami ílovitého piesku (hrúbka vyše 1,5 m)
2. svetlosivý ílovitý piesok (0,1 m)
3. hrubozrnný štrk z mezozoických vápencov (0,2 m)
4. svetlosivý ílovitý piesok (0,2 m)
5. hrubozrnný štrk z mezozoických vápencov (0,5 m)
6. hrdzavohnedý íl so šošovkami lignitu (0,2 m)
7. svetlohnedý slienitý íl; lastúrničky, otolity, úlomky schránok ulitníkov (0,5 m)
8. hrdzavohnedý pieskovec; ulitníky (0,02 m)
9. laminovaný slieň; ulitníky, lastúrničky (viac ako 0,1 m)
10. tmavosivý íl; úlomky ulitníkov, lastúrničky (0,1 m)
11. svetlý sivohnedý laminovaný slieň; ulitníky, lastúrničky, otolity, makroflóra (0,2 m)
12. tmavosivý íl; lastúrničky (viac ako 0,1 m)

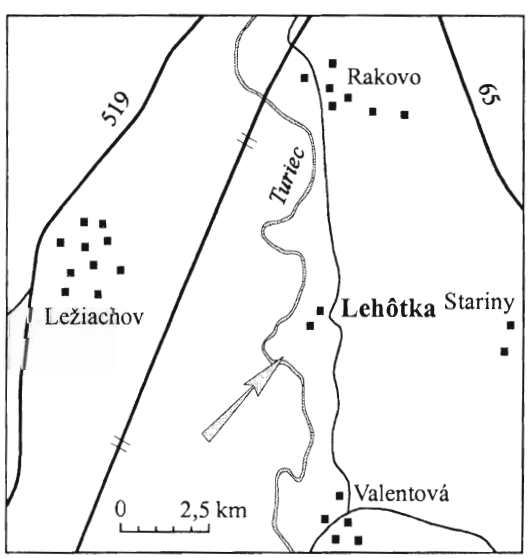


Obr. 1. Geografická pozícia odkryvov v centrálnej a jz. časti Turčianskej kotliny. 1 – študovaná lokalita, 2 – študovaný vrt.

Fig. 1. Geographic position of the outcrops in the central and south-western part of the Turiec Basin. 1 – studied locality, 2 – studied borehole.

Druhý odkryv zdola nahor tvorí:

13. svetlosivý íl (viac ako 0,15 m)
14. hrubozrnný štrk z mezozoických vápencov (2,0 m)
15. svetlosivý piesčitý íl (0,1 m)
16. jemnozrnný piesčitý štrk z mezozoických vápencov s gravitačným zvrstvením (0,5 m)
17. sivý íl (0,1 m)
18. hrdzavohnedý íl (0,1 m)
19. piesčitý štrk z mezozoických vápencov s chaotickým usporiadaním obliakov a so šošovkami ílu (viac ako 1,0 m)



Obr. 2. Geografická pozícia odkryvov v Lehôtke.

Fig. 2. Geographic sketch of the cross-sections in Lehôtka.

Prvý odkryv skúmal najmä Němejc (1957) a Sitár (1966, 1969) a na ich výskum neskôr nadviazala Planderová et al. (1988). V slieni sa našli otolity, úlomky ulitníkov, bohatá fauna ostrakód a pestré spoločenstvo rastlín (obr. 3).

Druhovo diverzifikovaná fauna lastúrničiek sa skladá z 15 druhov, z ktorých je 10 nových (tab. 1). Tvoria asociáciu pomenovanú podľa dominantného a najpočetnejšieho druhu – spoločenstvo s *Candona clivosa*. Mimo Lehôtky sa spoločenstvo zistilo aj vo vrte BJ-2 vo vzorke z hĺbky 374,0–375,0 m. Jednotlivé druhy sú známe aj z Martina, Bystričky, Abramovej-Kolísok, Slovenského Pravna-poľnej cesty (Pipík, 2004; pozri ostatné lokality v tejto práci).

Známe druhy sa vyskytujú v rozličných stratigrafických stupňoch od oligocénu [*Darwinula stevensoni* (Brady a Robertson, 1870)] resp. od stredného miocénu až po súčasnosť [*Fabaeformiscandona balatonica* (Daday, 1894) *Heterocypris salina* (Brady, 1868)]. *Candonopsis arida* Sieber, 1905 je známy zo spodného a stredného miocénu, kým *Candona clivosa* Fuhrmann, 1991 je dokumentovaná od stredného miocénu do pleistocénu (Freels, 1980; Fuhrmann, 1991).

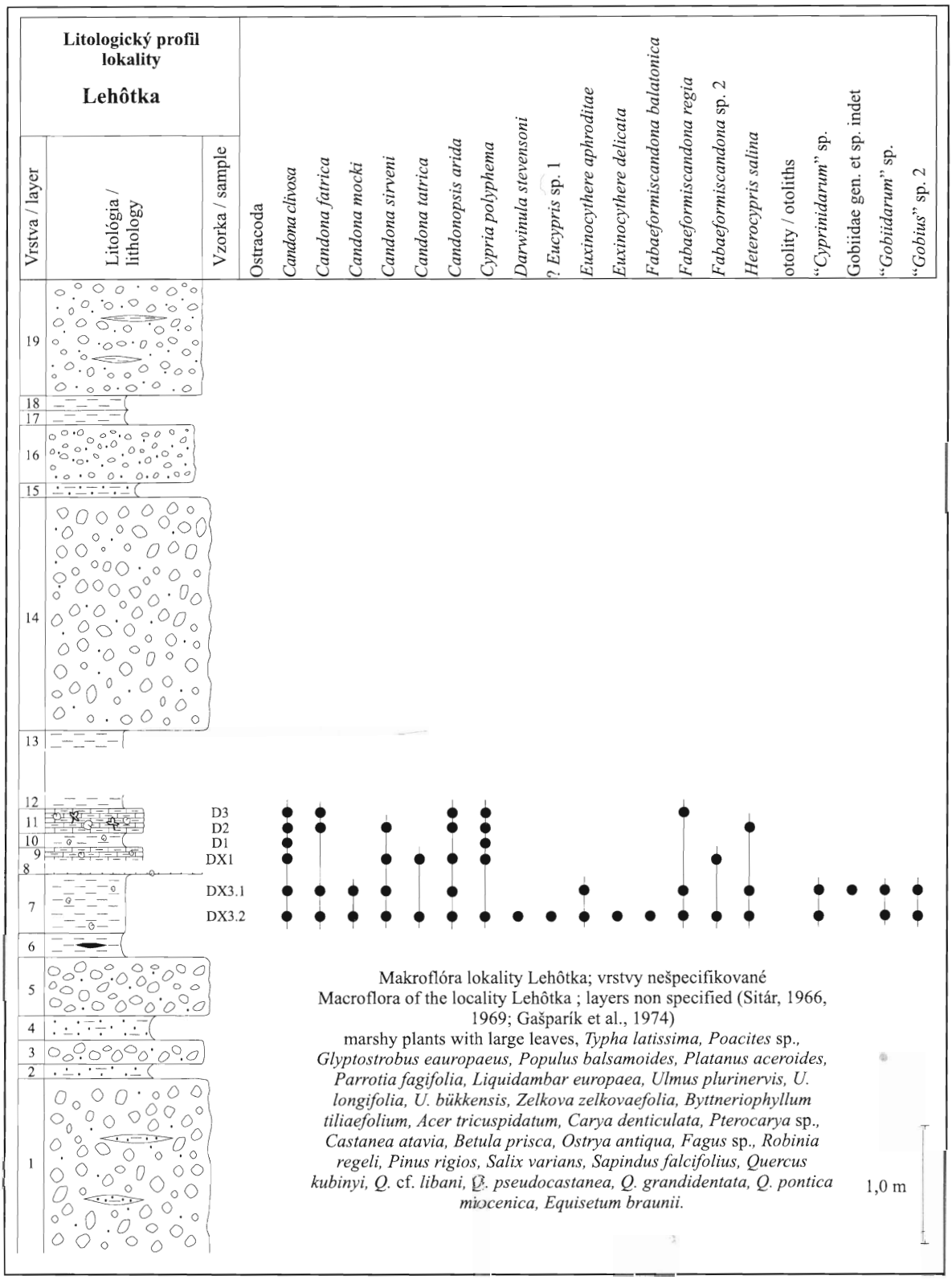
Zistené druhy charakterizujú litorálnu oblasť sladkovodných jazier, ale tolerujú aj prostredie s nízkou salinitou (ekologicky ich charakterizuje Pipík, 2004). Vo vrstve 7 (vzorka DX3.2) sa našiel samec partenogenetického mezohalofilného druhu *Heterocypris salina*. Druh uprednostňuje malé pobrežné a vnútrozemské vody a je známy aj z plytkých sladkovodných telies s ílovitým dnom. Zistil sa aj v prameňoch so sulfátovou mineralizáciou. Najaktívnejší je pri teplote 15 °C a salinite 5–10 ‰ (Meisch, 2000).

Na lokalite sa identifikovali dva nové druhy rodu *Euxinocythere* – *E. aphroditae* Pipík a Bodergat, 2004 a *E. delicata* Pipík a Bodergat, 2004, ktoré sú známe hlavne z martinskej tehelne, Bystričky, Slovenského Pravna-poľnej cesty a z vrtu BJ-2 (Pipík a Bodergat, 2004; Pipík, 2004). Zástupcovia rodu *Euxinocythere* sa v paratetydnej oblasti nachádzajú v oligohalinných až pliohalinných komunitách lastúrničiek (*Cyprideis, Loxoconcha, Hemicytheria*), ale ani v Lehôtke a rovnako ani na iných lokalitách Turčianskej kotliny sa s podobnými rodmi nevyskytujú. V Turčianskej kotline býva *Euxinocythere* v asociácii so sladkovodnými druhmi, a preto možno predpokladať, že sa zistené druhy *Euxinocythere* adaptovali na sladkovodné podmienky (Pipík a Bodergat, 2004).

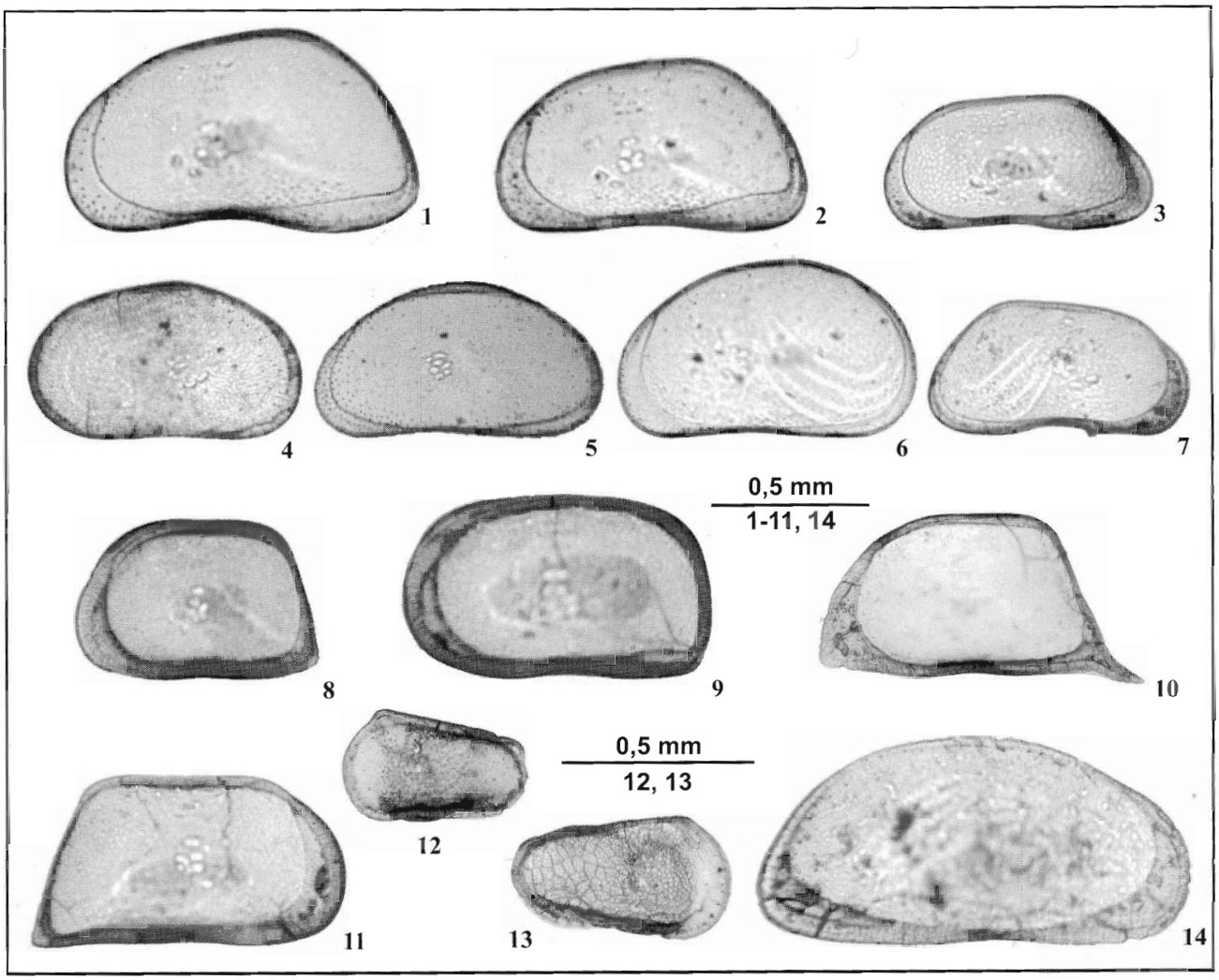
Druhovo najpočetnejšou skupinou sú Candonidae, reprezentované 10 druhmi. Tri spomenuté známe kandonidy (*Candona clivosa, Candonopsis arida* a *Fabaeformis-*

Obr. 3. Litologický profil lokality Lehôtka. 1 – lignit, 2 – íl, 3 – piesok, 4 – štrk, 5 – slieň, 6 – mäkkýše, 7 – makroflóra. ▶

Fig. 3. Lithological column of the locality Lehôtka. 1 – lignite, 2 – clay, 3 – sand, 4 – gravel, 5 – marl, 6 – molluscs, 7 – macroflore.



Makroflóra lokality Lehôtka; vrstvy nešpecifikované
Macroflora of the locality Lehôtka ; layers non specified (Sitár, 1966, 1969; Gašparík et al., 1974)
marshy plants with large leaves, *Typha latissima, Poacites* sp., *Glyptostrobus eauropaeus, Populus balsamoides, Platanus aceroides, Parrotia fagifolia, Liquidambar europaea, Ulmus plurinervis, U. longifolia, U. bükkensis, Zelkova zelkovaefolia, Byttneriophyllum tiliaefolium, Acer tricuspidatum, Carya denticulata, Pterocarya* sp., *Castanea atavia, Betula prisca, Ostrya antiqua, Fagus* sp., *Robinia regeli, Pinus rigios, Salix varians, Sapindus falcifolius, Quercus kubinyi, Q.* cf. *libani, Q. pseudocastanea, Q. grandidentata, Q. pontica miocenica, Equisetum braunii.*



Tab. 1. Charakteristické lasturničky sedimentov z Lehôtky (1-7) a Abramovej-Kolísok (8–14). *Fabaeformiscandona balatonica* (Daday, 1894) a *Candonopsis arida* Sieber, 1905, sú zobrazené v práci Pipíka (2004).

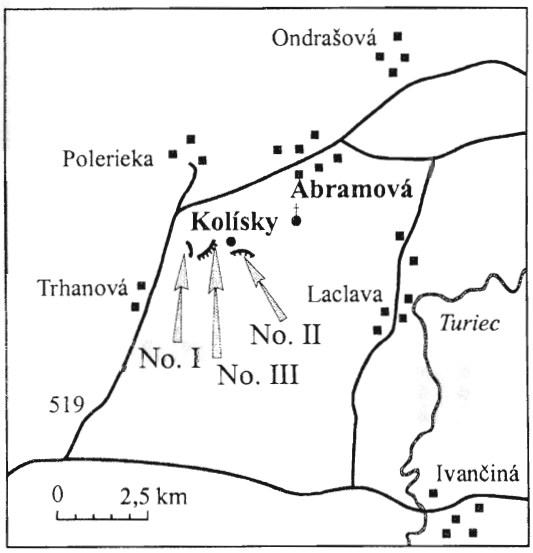
Pl. 1. Characteristic ostracods of the localities Lehôtka (1-7) and Abramova Kolisky (8-14). *Fabaeformiscandona balatonica* (Daday, 1894) and *Candonopsis arida* Sieber, 1905, are figured in Pipík (2004).

1 – *Candona elvirae* Fuhrmann, 1991, LM♀, No. RP2-6, Lehôtka DX3 2, vonkajší bočný pohľad, external lateral view. 2 - *Candona tatrica* n. sp., LM♀, No. RP3 22, Lehôtka DX3 2, vonkajší bočný pohľad, external lateral view. 3 - *Candona tatrica* n. sp., LM♀, No. RP3 1, Lehôtka DX3 2, vonkajší bočný pohľad, external lateral view. 4 - *Heterocypris salina* (Brady, 1868), PM♂, No. RP3 14, Lehôtka DX3 2, vonkajší bočný pohľad, external lateral view. 5 - *Fabaeformiscandona regia* n. sp., LM♂, No. RP2 22, Lehôtka DX3 2, vonkajší bočný pohľad, external lateral view. 6 - *Candona mocki* Pipík a Bodergat (v tlači, a), LM♂, No. RP2 34, Lehôtka DX3 2, vonkajší bočný pohľad, external lateral view. 7 - *Candona sirveni* Pipík a Bodergat (v tlači, a), PM♂, No. RP3 11, Lehôtka DX3 2, vonkajší bočný pohľad, external lateral view. 8 - *Candona cuneata* n. sp., LM♀, No. RP11 11, Abramova Kolisky AKIII 5, vonkajší bočný pohľad, external lateral view. 9 - *Candona lateroundata* n. sp., LM♀, No. RP12 2, Abramova Kolisky AKIII 6, vonkajší bočný pohľad, external lateral view. 10 - *Candona vacuospinosa* n. sp., LM♀, No. RP11 2, Abramova-Kolisky AKIII 5, vonkajší bočný pohľad, external lateral view. 11 - *Candona prisca* n. sp., PM♀, No. RP17 19, Abramova Kolisky AKIII 5, vonkajší bočný pohľad, external lateral view. 12 - *Eucypris virens* Pipík a Bodergat (2004), LM♀, No. RP14-8, Abramova Kolisky AKIII 2, vonkajší bočný pohľad, external lateral view. 13 - *Eucypris virens* sp. 8, PM, No. RP10 23, Slovenské Pravno-Sokol SPS10, vonkajší bočný pohľad, external lateral view; 14 – *Psychrodromus* sp. 3; PM, No. RP10-21, Abramová-Kolisky AKIII.7, vonkajší bočný pohľad, external lateral view.

Poznámka: LM – ľavá miska; PM – pravá miska; ♀ – samička; ♂ – samček. Zobrazené druhy budú uložené v Slovenskom národnom múzeu v Bratislave pod uvedenými inventárnymi číslami. Nové druhy budú publikované v samostatných prácach.

Note: LM – left valve; PM – right valve; ♀ – female– ♂ male. The figured species will be deposited in Slovak national museum in Bratislava. New species will be published in special articles.

candona balatonica) sú sprevádzané novými – *Cypria polyphema* Pipík a Bodergat, 2003, *Candona fatrica, C. mocki, C. sirveni, C. tatrica, Fabaeformiscandona regia* – a jeden zostáva v otvorenej nomenklatúre – *F.* sp. 2 (tieto nové druhy opisuje Pipík a Bodergat, v tlači, a; Pipík a Bodergat, v príprave). Druhy sa vyznačujú eliptickými a rektangulárnymi na posteroventrálnom okraji zaoblenými schránkami *(Candona mocki, C. fatrica, Candonopsis arida, Fabaeformiscandona regia),* ktoré naznačujú nestabilné prostredie.



Obr. 4. Geografická pozícia odkryvu Abramová-Kolísky
Fig. 4. Geographic sketch of the cross-section Abramová-Kolísky

Determinácia otolitov[1] je neistá, lebo sa našli iba juvenilné štádiá. Podľa Brzobohatého (osobná komunikácia) ide o zástupcov čeľade Cyprinidae (rod ? *Cyprinidarum*), Gobiidae (rod *Gobius* sp. 2, *Gobiidarum* sp. a Gobiidae gen. et spec. indet). Gobiidae žijú hlavne v morskom prostredí, ale tolerujú aj brakické a sladkovodné prostredie. Zástupcovia tejto čeľade možno prenikli do panvy s ostatnou brakickou faunou mäkkýšov pri maximálnej záplave v zóne E panónu alebo využili na imigráciu vtedajšiu hydrologickú sieť. Sladkovodné Cyprinidae sa naopak v brakických vodách vyskytujú vzácne. Rovnaké spoločenstvá otolitov sa nachádzajú na lokalite Slovenské Pravno-poľná cesta a v severnej časti Turčianskej kotliny (Pipík, 2004).

Makroflóru študoval Sitár (1966, 1969) a Němejc (1957) na pravom brehu Turca. Skladbou je blízka flóre z vrchného sarmatu až pliocénu strednej Európy. Vodné prostredie charakterizuje sladkovodná *Typha latissima*. Dnešné druhy rodu *Typha* (pálka) vytvárajú pásma tvrdej vegetácie v infralitorálnej oblasti (hĺbka vody do 1 m) (Lellák a Kubíček, 1991). Rastlinné spoločenstvo svedčí o flóre rastúcej v oblasti pokojnej zátoky, ktorá prechádzala do močiara. Pobrežie pokrýval vlhký lužný les s *Acer tricuspidatum, Platanus aceroides*, s druhmi rodu *Ulmus* a s výskytom krovitých foriem (*Bittneriophylum tiliaefolium;* Sitár, 1966). Peľová analýza poukázala na vrchnosarmatský vek (Planderová et al., 1988). Mäkkýše sa doteraz neštudovali.

Na lokalite sa nenašli biostratigraficky významné fosílie, a preto pri zisťovaní veku treba vychádzať zo spoločenstiev lastúrničiek a makroflóry celej Turčianskej kotliny, ich ekologických nárokov, priestorového rozloženia a z ich superpozície nad ryolitovým tufitom z vrtu GHŠ-1, datovaného do vrchného sarmatu až spodného panónu (Gašparík et al., 1995; Pipík, 2001). Podľa týchto poznatkov možno predpokladať, že sedimenty z Lehôtky sú vrchnomiocénneho veku.

Abramová-Kolísky

Lokalita sa nachádza medzi Trhanovou a Abramovou na jz. strane kóty Kolísky v opustenom lome na štrk. Geografické súradnice odkryvu sú: 48° 54' S a 18° 47' V (obr. 4).

Lokalitu tvoria tri samostatné odkryvy s nasledujúcou litológiou a sukcesiou (obr. 5a).

Odkryv II

1. štrk z dolomitov a dolomitických vápencov mezozoika (viac ako 2,0 m)
2. tmavohnedý slabolitifikovaný íl; lastúrničky, makroflóra (0,5 m)
3. štrk z dolomitov a dolomitických vápencov mezozoika; vrstva pokračuje ako vrstva 4 na odkryve I a III (viac ako 3,0 m)

Odkryv III

4. štrk z dolomitov a dolomitických vápencov mezozoika (viac ako 3,0 m)
5. jemný štrk z dolomitov a dolomitických vápencov mezozoika a z klastov ílovca (0,8 m)
6. vápnitý piesok (0,3 m)
7. svetlosivý až biely masívny piesčitý íl v spodnej časti s limonitovým horizontom hrubým 0,05 m; lastúrničky, hubky, makroflóra, vzácne s úlomkami mäkkýšov a deformovaných ulít ulitníkov, tridymit (viac ako 2,5 m)

Odkryv I

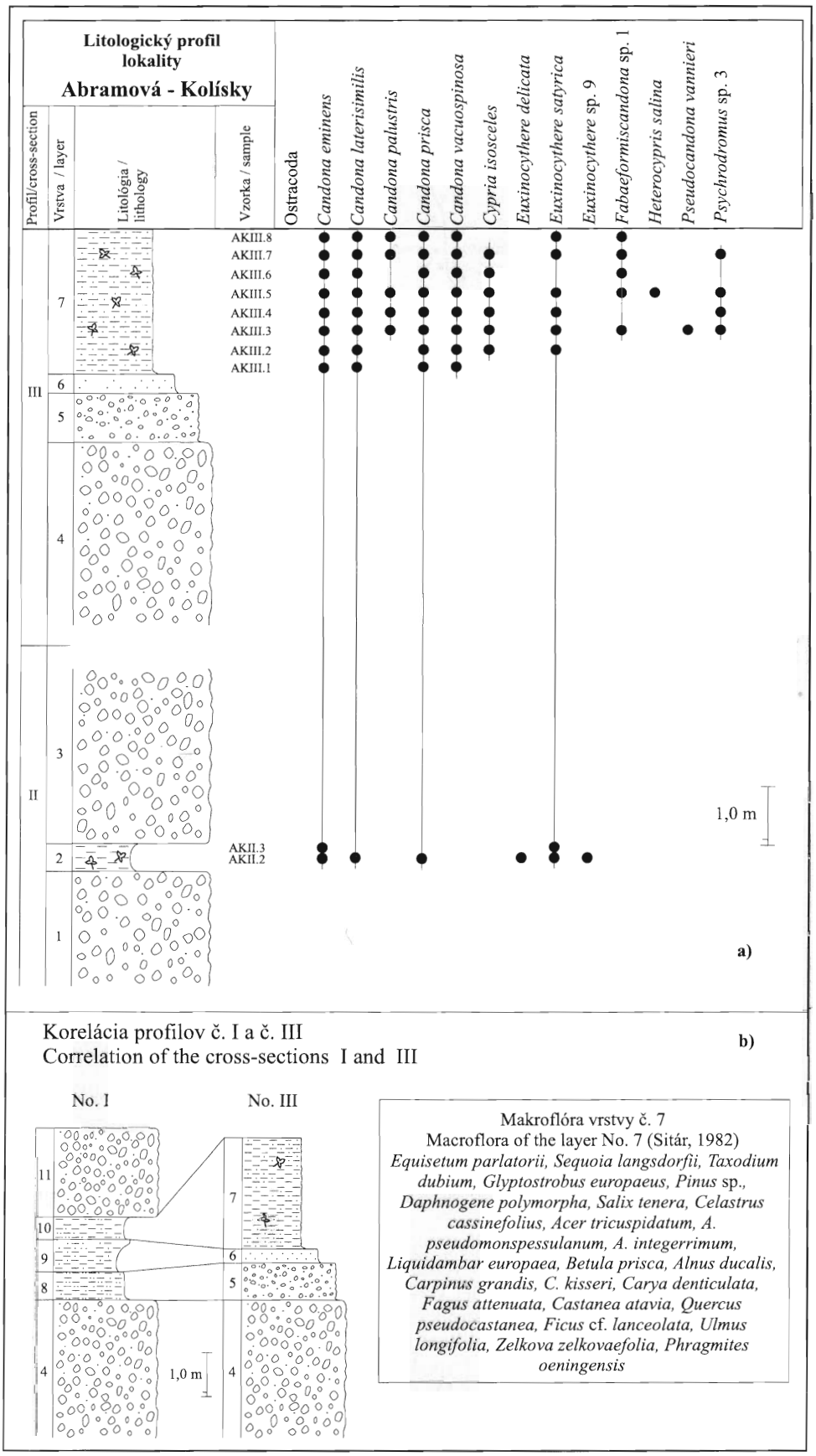
4. štrk z dolomitov a dolomitických vápencov mezozoika (viac ako 3,0 m)
8. hrdzavohnedý ílovitý piesok (0,6 m)
9. svetlosivý piesčitý íl, smerom hore pribúda piesčitej frakcie (0,7 m)
10. svetlý sivohnedý ílovitý piesok (0,5 m)
11. štrk z dolomitov a dolomitických vápencov mezozoika (viac ako 2,0 m).

Odkryv I s vyšším podielom piesčitej frakcie predstavuje laterálne pokračovanie odkryvu III, ktorý sa skladá z vrstvy piesčitého ílu a štrku (obr. 5b). Odkryv II je podľa sklonu vrstiev na SZ situovaný v podloží odkryvu I a III.

Vrstva 7 z odkryvu III je bohatá na makroflóru, ktorú opísal Sitár (1982), a na lastúrničky. Vo výplave sú časté aj opálové spikuly sladkovodných hubiek čeľade Spongillidae a kryštály tridymitu (určil Mišík). Odkryv II poskytol málo diverzifikovanú faunu lastúrničiek a odtlačky flóry. V odkryve I sa fosílie nenašli. Gašparík et al. (1995) z lokality opisujú zvyšky vulkanického popola s odtlačkami rastlín, ale jeho presnú lokalizáciu neuvádzajú.

Lastúrničky sú zastúpené 13 druhmi, z ktorých 9 patrí medzi nové (tab. 1). Rovnaké spoločenstvo lastúrničiek

[1]Otolity z Lehôtky, ako aj z ostatných lokalít Turčianskej kotliny sú v zbierke autora štúdie.



Obr. 5. Litologický profil lokality Abramová-Kolísky (a) a korelácia odkryvov so súpisom flóry z vrstvy 7 na odkryve 3 (Sitár, 1982) (b); pozri vysvetlivky obr. 3.

Fig. 5. Lithological column of the locality Abramová-Kolísky (a), correlation of the cross-sections I and III and list of macroflora of the cross-section III (Sitár, 1982) (b); for explanation see Fig. 3.

sa našlo aj pri Slovenskom Pravne (pozri odsek o lokalite Slovenské Pravno-Sokol). Asociáciu obidvoch lokalít dovedna tvorí 17 druhov lastúrničiek a je pomenovaná podľa najčastejšie sa vyskytujúcich druhov – spoločenstvo s *Candona eminens-laterisimilis*.

Medzi doteraz známe druhy patrí iba ojedinelý nález lastúrok mezohalinného druhu *Heterocypris salina* v odkryve III, ktorý je známy od vrchného miocénu Európy až po súčasnosť (Freels, 1980; Meisch, 2000). Našiel sa aj v Lehôtke (pozri jeho ekologickú charakteristiku).

Z faunistického a paleoekologického hľadiska je pozoruhodný výskyt rodu *Psychrodromus*, ktorý dnes žije v psychrostenotermnom sladkovodnom prostredí, čo signalizuje chladné zdroje podzemnej vody (Danielopol a McKenzie, 1977; Danielopol, 1978, 1980; Carbonel et al., 1988; Meisch, 2000).

Rod *Euxinocythere* na lokalite zastupujú tri druhy, z ktorých sa aj na iných lokalitách – Lehôtka, Martin, Bystrička, vrt BJ-2 a HGB-3 – vyskytuje iba *Euxinocythere delicata*.

Druhy rodu *Candona* sú nápadné hrubo kalcifikovanými trapezoidálnymi rektangulárnymi na PV okraji špicatými schránkami, čo indikuje stabilné prostredie (Carbonel et al., 1988) vyskytujúce sa najmä v profundálnej zóne.

Mäkkýše, často sa vyskytujúce na lokalite Dubná skala, Martin, Bystrička, Lehôtka a Slovenské Pravno-poľná cesta, sú v Abramovej-Kolískach mimoriadne vzácne. Vo vrstve 7 sa našiel úlomok sladkovodného ulitníka *Lymnea* sp. (určil ho Fordinál) a deformované ulity *Viviparus* sp. V súčasnosti sú mäkkýše najbohatšie zastúpené v litorálnej a sublitorálnej zóne jazier. V profundálnom prostredí sú vzácne (Stanković, 1960).

Vrstva 7 je bohatá na opálové monoaxónne ihlice sladkovodných hubiek čeľade Spongillidae (Mišík, osobná komunikácia).

Makroflóra sa vyznačuje termofilným charakterom so zastúpením močiarnych a vlhkomilných rastlín. Smerom do vnútrozemia rástli svahové porasty (obr. 5b; Sitár, 1982; Planderová, 1992). Paleotropické elementy dominujú aj v palynologickom spektre (Hók et al., 1998).

Podľa Hóka et al. (1998) štrk indikuje subaerické až subakvatické prostredie, ale jemnozrnité sedimenty nemajú znaky trakčných prúdov. Niektoré indície signalizujú sedimentáciu v turbulentnom prostredí. Podľa týchto autorov (l. c.) sedimenty z Abramovej-Kolísok patria do turčianskej formácie a mali by byť vrchnobádenského až spodnosarmatského veku. Planderová et al. (1988) porovnávaním mikroflóry a makroflóry Turčianskej kotliny dospeli k záveru, že flóra zodpovedá spodnému bádenu. Gašparík et al. (1995) sedimenty tejto lokality zaradili do abramovských vrstiev budišskej formácie. Podľa nich vrstvy štrku zodpovedajú obdobiu intenzívnych tektonických pohybov vo vrchnom bádene.

Výskyt *Alnus ducalis* by potvrdzoval, že sedimenty nie sú staršie ako sarmatské. Tento druh je v sarmate zriedkavý a v Európe je častejší až od panónu (Kovár-Eder, osobná informácia). Podľa tejto autorky (l. c.) sa termofilné rastlinné spoločenstvo z Abramovej-Kolísok z hľadiska klimatických a ekologických nárokov mohlo vyskytovať v tom istom priestore s flórou z Lehôtky, Bystričky, Martina a Vrútok.

Palynologická analýza odráža vplyv klímy a jej globálne alebo regionálne zmeny viac ako reálnu stratigrafickú pozíciu (Suc – osobná informácia), a preto prítomnosť termofilných prvkov nie je dostatočným argumentom na zaradenie sedimentov z Abramovej-Kolísok do bádenu, aj keď je to obdobie známe subtropickou klímou. Subtropické prvky sa rovnako zaregistrovali aj v panónskych sedimentoch severného Maďarska (Greguss, 1969). Ticleanu (1995) zaznamenal výskyt *Daphnogene*, termofilného elementu, aj vo vrchnom panóne (meote) Rumunska.

O súvekosti s inými lokalitami Turčianskej kotliny svedčí aj výskyt *Cypria isosceles* Pipík a Bodergat, 2004 nájdenej na lokalite Slovenské Pravno-Sokol, Socovce, vo vrte GT-14, HGB-3, Mošovce TK-I a Bodorová TK-17 (Pipík a Bodergat, 2003), a *Euxinocythere delicata* (Pipík, 2002, 2004; Pipík a Bodergat, 2004). Nový druh *Candona palustris* Pipík a Bodergat (v príprave) je známy iba zo Socoviec a z vrtu Slovenské Pravno HGB-3 a Mošovce GT-14, ale iba z hĺbky od 201,4–201,6 do 48,5–48,8 a od 144,6–144,7 do 26,0–26,3 m. V hlbších častiach vrtov, ktoré prekročili 300 m (vrt HGB-3 prešiel celými martinskými vrstvami až do podložia), sa *C. palustris* nevyskytuje (Pipík, 2001, 2002).

Ak sa vrtom a lokalitám s druhmi uvedenými v tomto odseku pripísal vrchnomiocénny vek (Pipík, 2001), potom je namieste predpokladať, že aj sedimenty z Abramovej-Kolísok sú rovnakého veku.

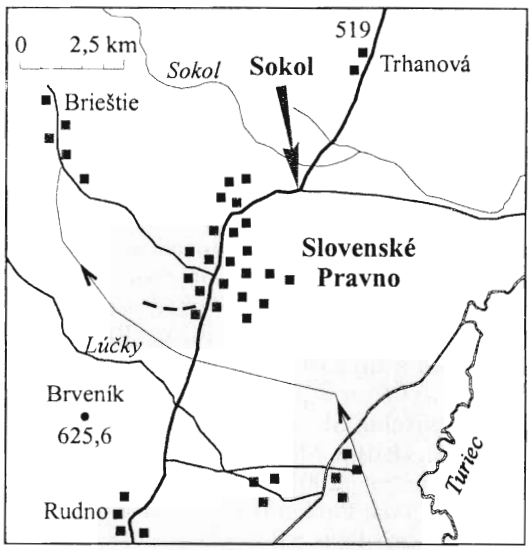
Súhrn uvedených ekologických a stratigrafických poznatkov naznačuje neobyčajne kontrastný biotop. Tvorí ho:

– tropická a subtropická flóra s močiarnymi a vlhkomilnými prvkami
– pobrežné vody s nízkou salinitou *(Heterocypris salina)*
– subaerické až subakvatické sedimenty s indíciami turbulentného prostredia
– trapezoidálne a rektangulárne špicaté schránky Candoninae s PV okrajom indikujúce ekologicky stabilné prostredie
– pramene chladnej podzemnej vody *(Psychrodromus)*

Slovenské Pravno-Sokol

Lokalita sa nachádza na S od Slovenského Pravna na pravej strane od potoka Sokol na križovatke cesty 519 a miestnej komunikácie vedúcej do Ivančinej. Geografické súradnice odkryvu sú: 48° 53` S a 18° 46` V (obr. 6). Odkryv sa skladá z vrstiev ílu sklonených na JZ a dala sa na ňom merať iba nepravá hrúbka (NH) vrstiev (obr. 7). Tvorí ho:

1. hrdzavohnedý íl (NH viac ako 1,3 m)
2. sivý íl (NH 0,05 m)
3. hrdzavohnedý íl (NH 0,8 m)
4. žltohnedý íl (NH 1,8 m)
5. svetlý žltohnedý íl; lastúrničky (NH 2,2 m)
6. tmavohnedý íl; lastúrničky (NH 5,8 m)
7. svetlohnedý íl; lastúrničky (NH 1,2 m)
8. štrk (0,1 m)
9. svetlohnedý íl; lastúrničky (NH 3,4 m)



Obr. 6. Geografická pozícia odkryvu Slovenské Pravno-Sokol.
Fig. 6. Geographic sketch of the cross-section Slovenské Pravno-Sokol.

10. tmavohnedý íl (NH 1,2 m)
11. svetlohnedý íl; lastúrničky (NH 4,8 m)
12. tmavohnedý íl so šošovkami sivého ílu (NH 2,5 m).

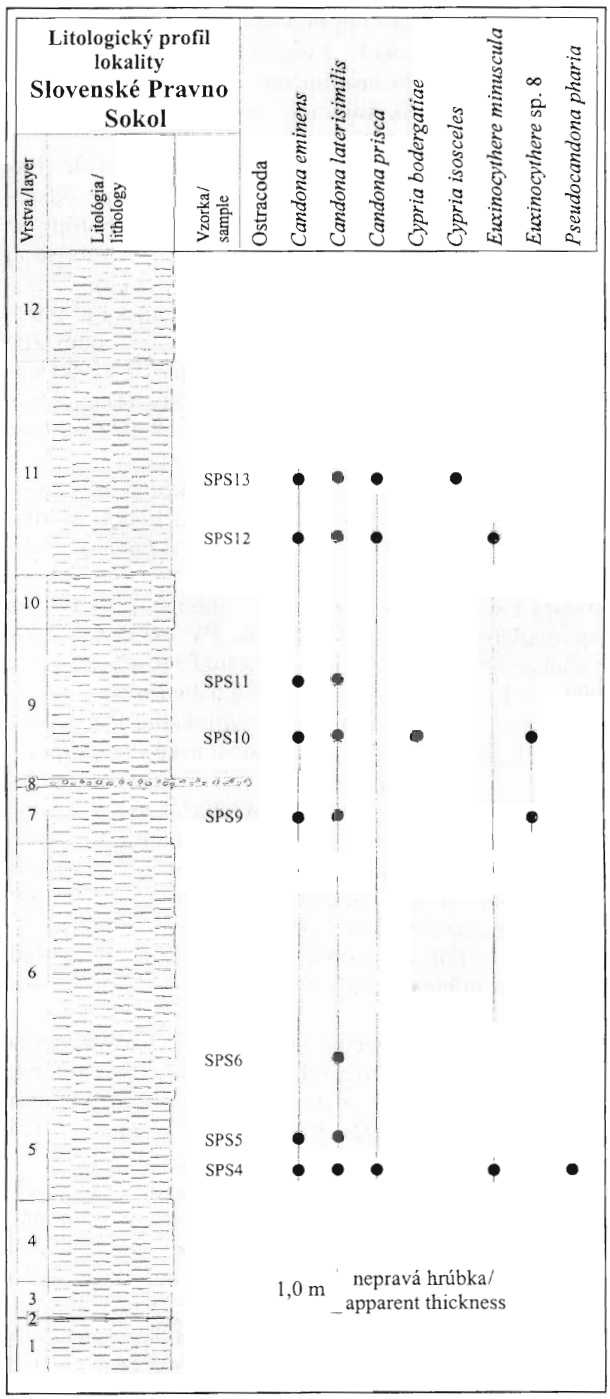
Lokalita sa skúmala prvý raz. Fauna lastúrničiek je chudobná na druhy aj jedince, ale s dobre zachovanými lastúrkami. Obsahuje sedem nových druhov a jeden – *Euxinocythere* sp. 8 – zostáva v otvorenej nomenklatúre. Druhy z tejto lokality sú známe z vrtu HGB-3 a GT-14 (*Euxinocythere minuscula* Pipík a Bodergat, 2004; *Cypria bodergatiae* Pipík a Bodergat, 2003), ale počtom jedincov v nej prevládajú druhy zo spoločenstva s *Candona eminens-laterisimilis*, vyskytujúceho sa v Abramovej-Kolískach.

Tvarové spektrum kandonín od trazoidálnych cez rektangulárne so špicatým posteroventrálnym okrajom až po triangulárne druhy charakterizuje ekologicky stabilné prostredie. Isté zvláštnosti v tvare schránok vykazuje aj *Cypria*, pri ktorej sa doteraz nepozoroval vzťah medzi tvarom schránky a prostredím. Zistené druhy majú triangulárny *(C. isosceles)* alebo subtriangulárny až subeliptický tvar *(C. bodergatiae)*. Tvarovo príbuzné formy *Candona* a *Cypria* zo Slovenského Pravna-Sokola sa často vyskytujú vo vrchnom miocéne centrálnej Paratetydy.

Druhová podobnosť fauny zo Slovenského Pravna-Sokola s faunou vrtu HGB-3 a GT-14, svedčí o ich príbuznosti a súvekosti. Sedimenty spomenutých vrtov sa zaradili do vrchného miocénu (Pipík, 2002). Tomuto obdobiu by mali zodpovedať aj sedimenty zo Slovenského Pravna-Sokola.

Slovenské Pravno-poľná cesta

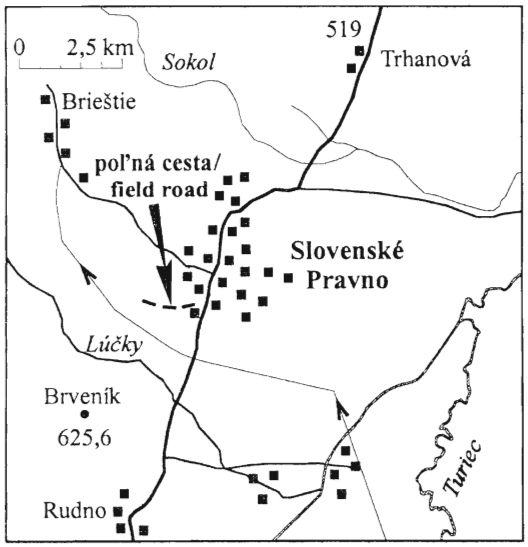
Lokalita sa nachádza na JZ od Slovenského Pravna na opustenej poľnej ceste vedúcej z obce do lesa pod kótou 674,4 a po ľavej strane cesty 519 smerom z Rudna do Slovenského Pravna. Geografické súradnice odkryvu sú: 48° 53' S a 18° 46' V (obr. 8).



Obr. 7. Litologický profil lokality Slovenské Pravno-Sokol, pozri vysvetlivky obr. 3.
Fig. 7. Lithological column of the locality Slovenské Pravno-Sokol, for explanation see Fig. 3.

Odkryv silne pokrytý vegetáciou neposkytuje súvislejší litologický sled. Exogénnymi procesmi slabo deformované ílové polohy obsahujú bohatú faunu mäkkýšov a lastúrničiek. Je pravdepodobné, že lokalita zodpovedá lokalite Hliny, ktorú uvádza Andrusov (1954).

Litologický profil je takýto (obr. 9):



Obr. 8. Geografická pozícia odkryvu Slovenské Pravno-poľná cesta.
Fig. 8. Geographic sketch of the cross-section Slovenské Pravno-field road.

1. úlomky schránok mäkkýšov s chaotickým usporiadaním a svetlohnedý piečitý íl; lastúrničky, otolity (hrúbka vyše 0,2 m)
2. úlomky schránok mäkkýšov s chaotickým usporiadaním; lastúrničky (viac ako 0,2 m)
3. sivý íl; úlomky mäkkýšov, lastúrničky (0,35 m)
4. úlomky schránok mäkkýšov s chaotickým usporiadaním; lastúrničky, otolity (viac ako 0,1 m)
5. sivý íl; úlomky mäkkýšov, lastúrničky (viac ako 0,2 m)

Fauna lastúrničiek je dobre zachovaná, druhovo diverzifikovaná a bohatá na jedince. S lastúrničkami sa vyskytujú aj mäkkýše, predovšetkým polámané lastúry rodu *Congeria*, a otolity rýb. Spoločenstvo lastúrničiek sa skladá z 31 druhov, z ktorých 19 patrí novým, 3 druhy sú známe (*Candona neglecta* Sars, 1887; *Candonopsis arida* a *Darwinula stevensoni*) a 9 bolo ponechaných v otvorenej nomenklatúre (tab. 2).

Najpočetnejším druhom vo vzorkách je *Euxinocythere lactea* Pipík a Bodergat, 2004, no najfrekventovanejšími a veľmi početnými sú *Cypria lenticulata* Pipík a Bodergat, 2003 a *Herpetocypris denticulata* Pipík a Bodergat (v tlači, b). Podľa posledných dvoch druhov je pomenovaná celá asociácia (spoločenstvo s *Cypria lenticulata* a *Herpetocypris denticulata*). Veľmi časté, ale málo početné sú aj ostatné druhy (*Candona densa, C. imaginaria, C. incurva, Candonopsis arida, Herpetocypris pusilla* Pipík a Bodergat (v tlači, b) alebo ich zastupujú iba lastúrky juvenilov *(Cypria polyphema).*

Rovnaké spoločenstvo lastúrničiek ako na lokalite Slovenské Pravno-poľná cesta sa zistilo aj vo vzorkách od Dr. Rakúsa z dnes už nejestvujúceho odkryvu v martinskej tehelni a v zbierke prof. Pokorného v Prahe pod názvom Martin-Schultzova tehelňa, Veľký Čepčín TK-11 (pozri nižšie). Vo vrte BJ-2 sa v metráži 222–223 m našiel *Herpetocypris pusilla* (Pipík, 2004).

Stratigrafické a ekologické údaje o *Darwinula stevensoni* a *Candonopsis arida* sú v odseku o Lehôtke a v práci Pipíka (2004). *Candona neglecta* je známa od vrchného miocénu až po súčasnosť. Žije v sladkovodnom prostredí, ale nevyhýba sa ani kontinentálnemu prostrediu so salinitou až do 15 ‰. Preferuje skôr chladnú vodu s vysokým obsahom Ca. Je častá v turbulentnom litorálnom prostredí a v prúdiacej vode. Nezriedka sa vyskytuje aj v profundálnej vode jazier, v prameňoch a v podzemnej vode (Meisch, 2000).

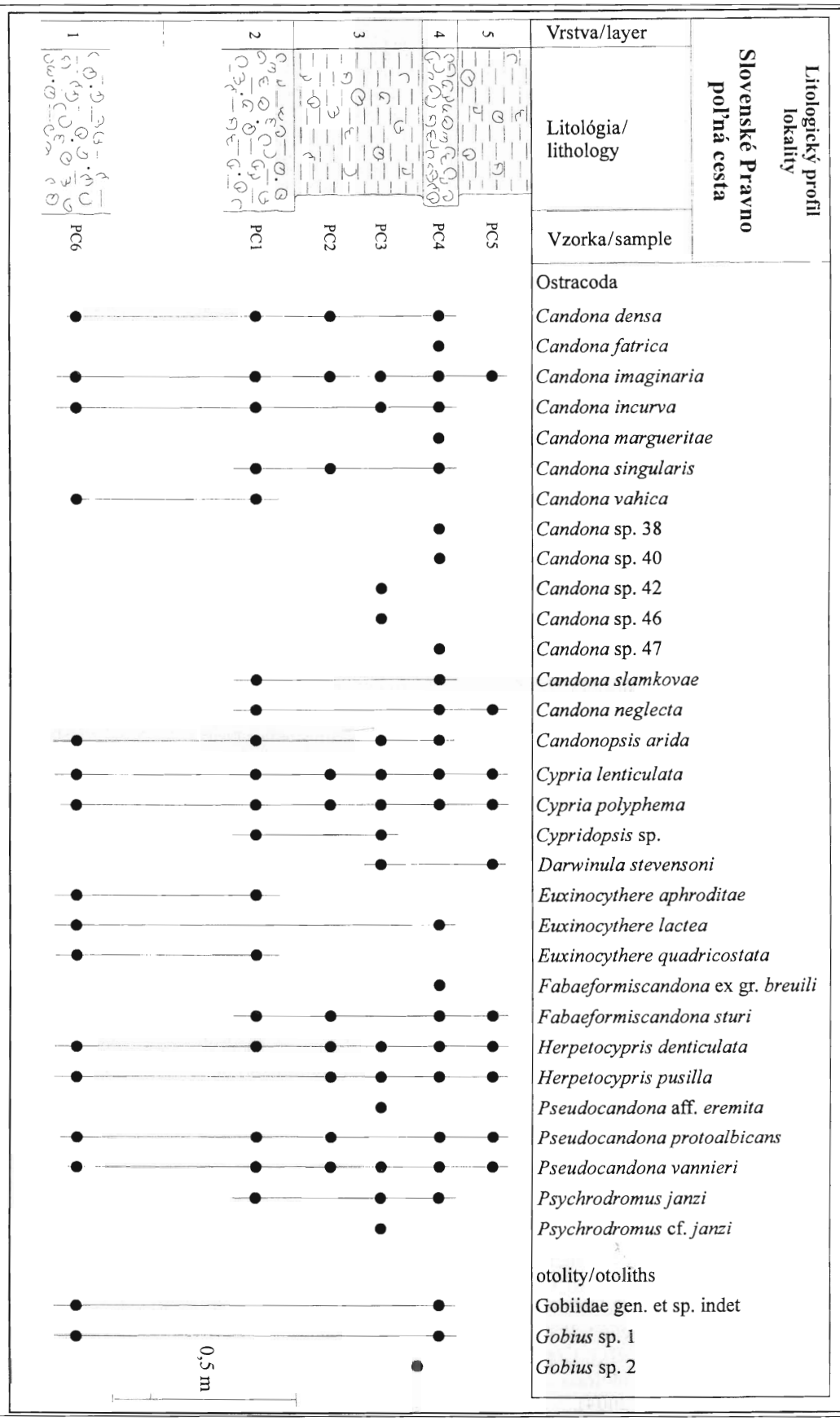
Fabaeformiscandona ex gr. *breuili* (Paris, 1920) je známa od pleistocénu. Vyskytuje sa v strednej a možno aj v južnej Európe a obýva tam vody vytekajúce z prameňov a jaskýň a intersticiálne prostredie. Tento stygobitný druh príležitostne obýva povrchové vody napojené na podzemné (Griffiths a Evans, 1995; Baltanás et al., 1996; Meisch, 2000).

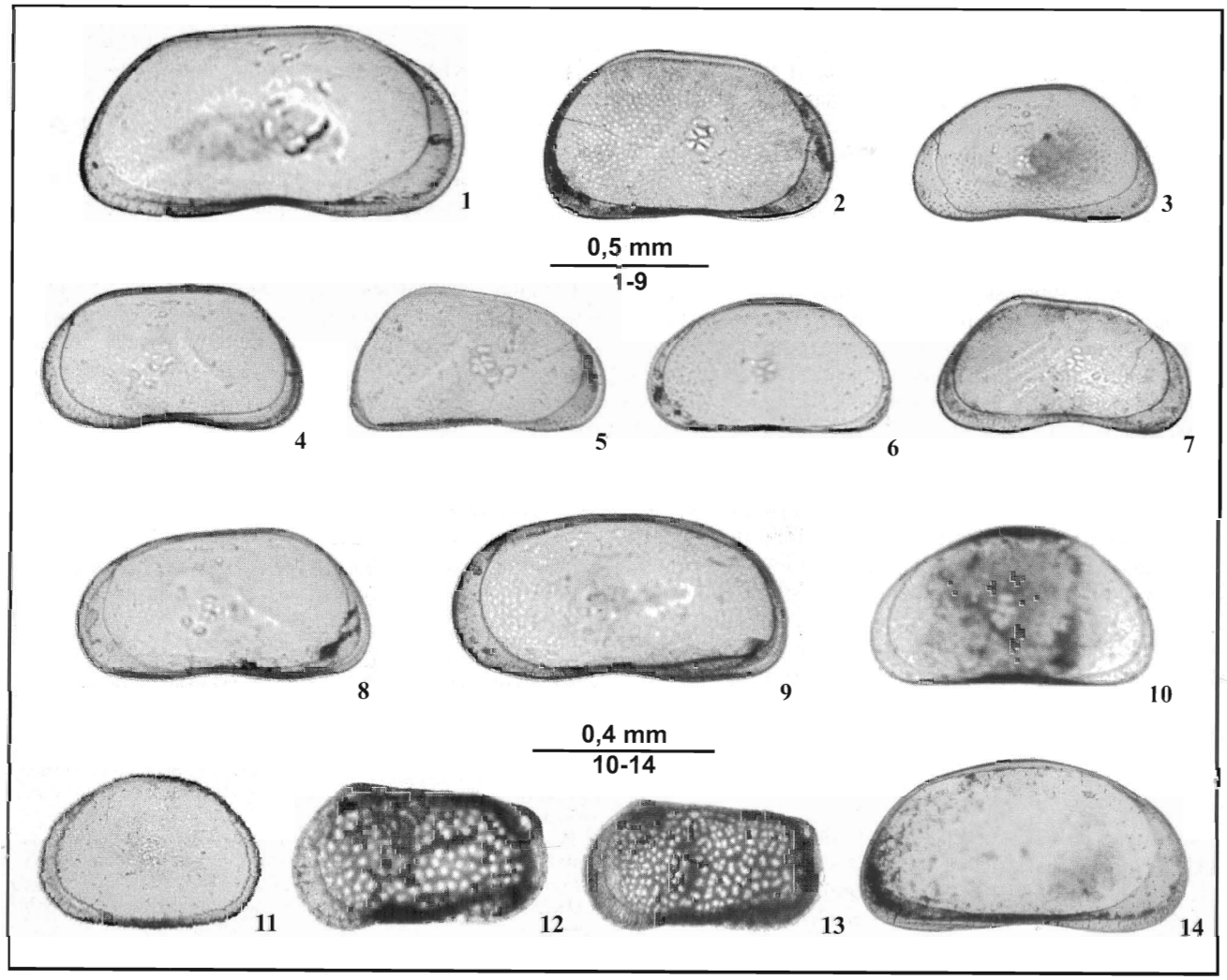
Pseudocandona aff. *eremita* (Vejdovsky, 1882) sa vyskytuje od strednej Európy po Malú Áziu v podzemnej vode a vzácne v prameňoch. Je známa od holocénu a podobná forma je opísaná aj z pliocénu bývalej Juhoslávie (Krstić, 1995; Meisch, 2000).

V sedimentoch sa našlo 21 druhov Candoninae. Vo všeobecnosti zástupcovia tejto podčeľade, ako aj rodu *Cypria* obývajú rozličné typy sladkovodného prostredia, ale tolerujú aj oligohalinné prostredie. Sú charakteristické prítomnosťou trapezoidálnych, ako aj rektangulárnych foriem so zaobleným zadným okrajom. Trapezoidálne zodpovedajú oblasti so stabilnými ekologickými podmienkami, kým rektangulárne nestabilnému prostrediu. Takáto zmes foriem (porovnaj Pipík, 2002, 2004) predpokladá umiestnenie pásma na pomedzí stabilného a nestabilného prostredia, čomu zodpovedá sublitorálne pásmo bohato osídlené rôznymi jednobunkovými organizmami a bezstavovcami paralelné s okrajom jazera a v limnológii označované ako litoprofundál (Shapkarev, 1980; Lellák a Kubíček, 1991).

Druhy rodu *Herpetocypris* sú známe zo všetkých kontinentov. Obývajú tam plytkovodné a trvalé vodné prostredie a tolerujú aj slabý vzrast salinity (Meisch, 2000). *Cypridopsis* sa vyskytuje v zóne pokrytej vodnými rastlinami (Meisch, 2000). Zástupcovia rodu *Psychrodromus* v súčasnosti uprednostňujú psychrostenotermné sladkovodné prostredie (Danielopol a McKenzie, 1977). Predpokladáme, že sa druhy *Euxinocythere* z Turčianskej kotliny adaptovali na sladkovodné podmienky (Pipík a Bodergat, 2004).

Materiál, ktorý získal Andrusov (1954) z lokality Hliny z vrstiev s kongériami, obsahoval mäkkýše zaradené do druhu *Melanoptychia* sp., *Theodoxus (Calvertia) crenulatus crenulatus* (Klein) a *Congeria* ex gr. *ornithopsis* Brusina. Andrusov (l. c.) na základe porovnania *Congeria* ex gr. *ornithopsis* s inými druhmi rodu *Congeria* prisúdil lokalite spodnopanónsky vek. Rakús (osobná komunikácia) identifikoval zástupcov rodu *Kosoviella*, známeho z pliocénu Balkánskeho polostrova. V asociácii mäkkýšov prevládajú nahromadené polámané lastúry kongérií s najčastejšie zachovanou vrcholovou časťou, ktorá najlepšie odoláva transportu. V dnešných jazerách sa takéto schránky mäkkýšov hromadia v sublitorálnom pásme,


Litologický profil lokality
Slovenské Pravno
poľná cesta
Vrstva/layer
Litológia/
lithology
Vzorka/sample
1
2
3
4
5
PC6
PC1
PC2
PC3
PC4
PC5
0,5 m
Ostracoda
Candona densa
Candona fatrica
Candona imaginaria
Candona incurva
Candona margueritae
Candona singularis
Candona vahica
Candona sp. 38
Candona sp. 40
Candona sp. 42
Candona sp. 46
Candona sp. 47
Candona slamkovae
Candona neglecta
Candonopsis arida
Cypria lenticulata
Cypria polyphema
Cypridopsis sp.
Darwinula stevensoni
Euxinocythere aphroditae
Euxinocythere lactea
Euxinocythere quadricostata
Fabaeformiscandona ex gr. breuili
Fabaeformiscandona sturi
Herpetocypris denticulata
Herpetocypris pusilla
Pseudocandona aff. eremita
Pseudocandona protoalbicans
Pseudocandona vannieri
Psychrodromus janzi
Psychrodromus cf. janzi
otolity/otoliths
Gobiidae gen. et sp. indet
Gobius sp. 1
Gobius sp. 2



Tab. 2. Charakteristické lastúrničky sedimentov z lokality Slovenské Pravno-poľná cesta. *Cypria polyphema* Pipík a Bodergat, 2003 a *Candonopsis arida* Sieber, 1905 sú zobrazené v práci Pipíka (2004).

Pl. 2. Characteristic ostracods of the locality Slovenské Pravno-field road. *Cypria polyphema* Pipík and Bodergat, 2003, and *Candonopsis arida* Sieber, 1905, are figured in Pipík (2004).

1 – *Herpetocypris denticulata* Pipík a Bodergat (v tlači, b): PM♀, No. RP4-31, Slovenské Pravno-poľná cesta PC4, vonkajší bočný pohľad, external lateral view; 2 – *Pseudocandona protoalbicans* n. sp.: PM♀, No. RP5-13, Slovenské Pravno-poľná cesta PC4, vonkajší bočný pohľad, external lateral view; 3 – *Candona densa* Pipík a Bodergat (v tlači, a): LM♀, No. RP5-25, Slovenské Pravno-poľná cesta PC4, vonkajší bočný pohľad, external lateral view; 4 – *Pseudocandona vannieri* n. sp., LM♀, No. RP5-2, Slovenské Pravno-poľná cesta PC4, vonkajší bočný pohľad, external lateral view; 5 – *Candona vahica* Pipík a Bodergat (v tlači, a): PM♀, No. RP7-33, Slovenské Pravno-poľná cesta PC1, vonkajší bočný pohľad, external lateral view; 6 – *Fabaeformiscandona* ex gr. *breuili* (Paris, 1920); LM♀, No. RP5-23, Slovenské Pravno-poľná cesta PC4, vonkajší bočný pohľad, external lateral view; 7 – *Candona singularis* Pipík a Bodergat (v tlači, a); PM♂, No. RP7-21, Slovenské Pravno-poľná cesta PC1, vonkajší bočný pohľad, external lateral view, 8 – *Candona neglecta* Sars, 1887; LM♀, No. RP9-8, vrt Veľký Čepčín TK-11, zo zbierky prof. Pokorného, vonkajší bočný pohľad, external lateral view; 9 – *Candona incurva* n. sp., LM♀, holotype, No. RP7-1, Slovenské Pravno-poľná cesta PC4, vonkajší bočný pohľad, external lateral view; 10 – *Pseudocandona* aff. *eremita* (Vejdovsky, 1882); LM♀, No. RP5-35, Slovenské Pravno-poľná cesta PC3, vonkajší bočný pohľad, external lateral view; 11 – *Cypria lenticulata* (Pipík a Bodergat, 2003); LM♀, No. RP4-43, Slovenské Pravno-poľná cesta PC4, vonkajší bočný pohľad, external lateral view; 12 – *Euxinocythere lactea* (Pipík a Bodergat, 2004); LM♀, No. RP9-18, Slovenské Pravno-poľná cesta PC6, vonkajší bočný pohľad, external lateral view; 13 – *Euxinocythere quadricostata* (Pipík a Bodergat, 2004); LM♀, No. RP9-27, Slovenské Pravno-poľná cesta PC6, vonkajší bočný pohľad, external lateral view; 14 – *Cypridopsis* sp., PM, No. RP9-3, Slovenské Pravno-poľná cesta PC1, vonkajší bočný pohľad, external lateral view

Poznámka: LM – ľavá miska; PM – pravá miska; ♀ – samička; ♂ – samček. Zobrazené druhy budú uložené v Slovenskom národnom múzeu v Bratislave pod uvedenými inventárnymi číslami. Nové druhy budú publikované v samostatných prácach.

Note: LM – left valve; PM – right valve; ♀ – female; ♂ – male. The figured species will be deposited in Slovak national museum in Bratislava. New species will be published in special articles.

◀**Obr. 9.** Litologický profil lokality Slovenské Pravno-poľná cesta; pozri vysvetlivky obr. 3.

Fig. 9. Lithological column of the locality Slovenské Pravno-field road; for explanation see Fig. 3.

kam ich transportuje prúdenie (Shapkarev, 1980; Lellák a Kubíček, 1991).

Brzobohatý (osobná komunikácia) určil vo vzorkách otolitov troch zástupcov čeľade Gobiidae. Otolity patria juvenilným jedincom s nedostatočne vyvinutými morfologickými znakmi, a preto je ich rodová determinácia neistá. Napriek tomu sa podmienečne zaraďujú do rodu *Gobius* sp. 1, *Gobius* sp. 2 a Gobiidae gen. et sp. indet. Ich ekologická charakteristika je v časti o Lehôtke.

V súčasnosti sa sedimenty na J od Slovenského Pravna zaraďujú do pravnianskych vrstiev turčianskej formácie (Gašparík et al., 1995) a podľa ich superpozície pod sladkovodnými vápencami s faunou sladkovodných a terestrických ulitníkov a sladkovodných lastúrnikov sa im pripisuje vrchnopanónsky až pontský vek (Hók et al., 1998; Vass, 2002). Tieto vápencové telesá sa nám v teréne nepodarilo identifikovať, ale mali by sa nachádzať na mieste zvanom Lúcky mlyn a mohli by byť analógom sladkovodných vápencov z viedenskej a dunajskej panvy z panónu, zóny H a pontu. Lastúrničky neumožňujú tieto sedimenty jednoznačne datovať, ale analýza všetkých spoločenstiev (Pipík, 2001) však poukazuje na súvekosť fauny zo Slovenského Pravna-poľnej cesty s inou faunou Turčianskej kotliny, ktorej hlavné obdobie rozvoja spadá do vrchného miocénu. Preto by aj sedimenty so spoločenstvom s *Cypria lenticulata* a *Herpetocypris denticulata* mali byť vrchnomiocénne.

Veľký Čepčín TK-11

V zbierke prof. Pokorného na Prírodovedeckej fakulte KU v Prahe sa našla jedna vzorka z vrtu Veľký Čepčín TK-11 z hĺbky 99,50–101,0 m, ktorej litologický opis ani celého vrtu nie je známy, s druhom *Cypria polyphema, Euxinocythere aphroditae, E. lactea, Herpetocypris denticulata, Pseudocandona protoalbicans, Candona slamkovae* (opisy posledných dvoch druhov sú v príprave).

Všetky druhy patria medzi nové druhy známe z Turčianskej kotliny. Podľa prítomnosti *Pseudocandona protoalbicans, E. lactea, Herpetocypris denticulata* a *Candona slamkovae* sa vzorka zaraďuje do spoločenstva s *Cypria lenticulata* a *Herpetocypris denticulata*. Tento nález potvrdzuje, že toto spoločenstvo je v panve rozšírenejšie, ako možno dedukovať z odkryvov (pozri odsek Slovenské Pravno-poľná cesta, kde je aj ekologická charakteristika spoločenstva). *Cypria polyphema* a *Euxinocythere aphroditae* sú časté v spoločenstve s *Cypria lenticulata* a *Herpetocypris denticulata*, ale vyskytujú sa aj v asociácii s inými druhmi (Pipík, 2002, 2004).

Záver

Na východnom a jz. okraji Turčianskej kotliny sa zdokumentovali tri vrchnomiocénne sladkovodné spoločenstvá lastúrničiek odlišné od doteraz opísaných (Pipík, 2002, 2004). Zistené faunistické rozdiely odrážajú súbor fyzikálnych, biologických a klimatických faktorov ovplyvňujúcich biotu v tomto paleojazere.

Vo vápnitom íle v Lehôtke sa pozorovalo spoločenstvo s *Candona clivosa*, ktoré obývalo litorálnu oblasť stojatej zátoky prechádzajúcu do močiara. Na pobreží pokrytom vlhkým lužným lesom sa mohli vyskytovať občasné vodné plochy a v nich sa v teplých obdobiach mohol zvýšiť obsah solí.

Sedimenty abramovských vrstiev poskytujú obraz biotopu, v ktorom kontrastuje tropická a subtropická flóra s močiarnymi a vlhkomilnými prvkami s kandoninami indikujúcimi stabilné prostredie profundálnej zóny.

Pre faunu lastúrničiek pravnianskych vrstiev je charakteristické druhovo bohaté spoločenstvo s *Cypria lenticulata* a *Herpetocypris denticulata*, ktoré je v panve väčšmi rozšírené ako v okolí Slovenského Pravna. Sedimenty zodpovedajú sublitorálnemu pásmu paralelnému s okrajom panvy.

Psychrostenotermné druhy svedčia o chladnej podzemnej vode pritekajúcej do sedimentačnej oblasti pravnianskych a abramovských vrstiev.

Poďakovanie. Za odborné vedenie v príprave doktorandskej dizertácie ďakujem Dr. Anne-Marii Bodergatovej z Univerzity Clauda Bernarda v Lyone a prof. Kováčovi z Univerzity Komenského v Bratislave. Dr. Stolárovi z ŠGÚDŠ v Bratislave a Dr. Holcovej z Karlovej Univerzity v Prahe za požičanie zbierkového materiálu. Dr. Hudáčkovej z Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave za láskavé požičanie digitálneho fotoaparátu, prof. Brzobohatému z Masarykovej univerzity v Brne za určenie otolitov, Dr. Rakúsovi z ŠGÚDŠ v Bratislave za vzorky z martinskej tehelne a za konzultácie. Za odborné rady a recenziu ďakujem Dr. Fordinálovi z ŠGÚDŠ v Bratislave, Dr. Sucovi z Univerzity Clauda Bernarda v Lyone a Dr. Kovárovej-Ederovej z Prírodovedeckého múzea vo Viedni.

Práca vznikla s finančnou podporou vlády Francúzskej republiky, Univerzity Clauda Bernarda v Lyone, grantovej agentúry VEGA (projekt 1/0080/03) a Ministerstva školstva SR (projekt Ekosystémy vrchného miocénu, pliocénu a kvartéru – indikátory veku a klimatických zmien).

Literatúra

Andrusov, D., 1954: O veku výplne Turčianskej kotliny a o vývine pliocénu na strednom Slovensku. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 5, 1–4, 255–269.*

Baltanás, A., Beroiz, B. & Lopez, A., 1996: Lista faunistica y bibliografica de los ostracodos nomarinos (Crustacea, Ostracoda) de la Peninsula Iberica, Islas Baleares e Islas Canarias. *In: J. Garcia-Aviles & E. Rico (eds.). Listas de la flora y fauna de las aguas continentales de la Peninsula Iberica, No. 12, Asociacion Espanola de limnologia, Madrid, 71*

Carbonel, P., Colin, J. P., Danielopol, D. L., Löffler, H. & Neustrueva, I., 1988: Paleoecology of limnic ostracodes: A review of some major topics. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology, special issue: Aspects of freshwater paleoecology and biogeography, 62, 1–4, 413–461*

Danielopol, D. L., 1978: Über Herkunft und Morphologie der Süßwasser-hypogäischen Candoninae (Crustacea, Ostracoda) *Sitzungsberichte der Österreichische Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung I, 187, 162.*

Danielopol, D. L., 1980: On the carapace shape of some European freshwater interstitial Candoninae (Ostracoda). *Proceedings of the Biological Society of Washington, 93, 3, 743–756.*

Danielopol, D. L. & McKenzie, K. G., 1977: Psychrodromus gen. n. (Crustacea, Ostracoda), with Redescription of the Cypridid Genera *Prionocypris* and *Ilyodromus*. *Zoologica Scripta, 6, 301–322.*

Freels, D., 1980: Limnische Ostrakoden aus Jungtertiär und Quartär der Türkei. *Geol. Jb. (Hannover), B, 39, 3–169.*

Fuhrmann, R., 1991 Ostrakoden aus den Holstein-Intergalzialbecken Wildschütz und Dahlen (Sachsen). *Z. geol. Wissenschaften (Berlin), 19, 269–288.*

Gašparík, J., Halouzka, R., Miko, O., Gorek, J., Rakús, M., Bujnovský, A., Lexa, J., Panáček, A., Samuel, O., Gašparíková, V., Planderová, E., Snopková, P., Fendek, M., Hanáček, J., Modlitba, I., Klukanová, A., Žáková, E., Horniš, J. & Ondrejičková, A., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape Turčianskej kotliny 1 50 000. *Bratislava, GÚDŠ, 196.*

Greguss, P., 1969: Tertiary angiosperm woods in Hungary. *Akademiai Kiado (Budapest), 151*

Griffiths, H. I. & Evans, J G., 1995: The late-glacial and early Holocene colonisation of the British Isles by freshwater ostracods. *In: J. Říha (ed.): Ostracoda and biostratigraphy. Proceedings of the 12. international symposium on Ostracoda. A. A. Balkema, Rotherdam/Brookfield, 291–302.*

Hók, J., Kováč, M., Rakús, M., Kováč, P., Nagy, A., Kováčová-Slamková, M., Sitár, V & Šujan, M., 1998: Geologic and tectonic evolution of the Turiec depression in the Neogene. *Slov. geol. mag., 4, 3, 165–176.*

Krstić, N., 1995: Ostracodes of Lower and Middle Paludinian beds of Fruska Gora s. l. *In: F Marinescu & I Papaianopol (eds.): Chronostratigraphie und Neostratotypen – Neogene der Zentrale Paratethys, Bd. IX, Dacien Pl1. Rumänische Akademie, Bucarest, 387–427*

Lellák, J. & Kubíček, F., 1991 Hydrobiologie. *Karolinum, Praha, 260.*

Martens, K., 1994: Ostracod speciation in ancient lakes: A review. *In: K. Martens, B. Goddeeris & G. Coulter (eds.). Speciation in ancient lakes. Archiv für Hydrobiologie Beih. Ergebnisse der Limnologie, Stuttgart, 44, 203–222.*

Meisch, C., 2000: Freshwater Ostracoda of Western and Central Europe. *Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg – Berlin, 522.*

Němejc, F., 1957 K otázce stáří neogenních uloženin Turčianske kotliny s hlediska paleofloristického. *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1956, 281–289.*

Planderová, E., Gašparíková, V., Samuel, O., Snopková, P & Vaňová, M., 1988: Ekostratigrafia terciéru Turčianskej kotliny *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 40.*

Planderová, E., 1992: Paleofloristic and paleoclimatic changes during Cretaceous and Tertiary. Field-guide. *International Symposium, Dionýz Štúr Institute of Geology, Bratislava, 48.*

Pipík, R., 2001 Les Ostracodes d'un lac ancien et ses paléobiotopes au Miocène supérieur le Bassin de Turiec (Slovaquie). Thèse, Université Claude-Bernard, Lyon I, 337

Pipík, R., 2002: Fauna lastúrničiek (Ostracoda) blažovského a martinského súvrstvia (Turčianska kotlina). *Mineralia Slov., 2, 105–112.*

Pipík, R., 2004: Sladkovodné lastúrničky (Ostracoda) a vrchnomiocénne paleobiotopy severnej časti Turčianskej kotliny. *Mineralia Slov., 2, 87–100.*

Pipík, R. & Bodergat, A. M., 2003. Upper Miocene ostracods of the Turiec Basin (Slovakia) – sub-family Cyclocypridinae. *Int J Limnology, 39, 4, 347–361*

Pipík, R. & Bodergat, A. M., 2004: *Euxinocythere* (Ostracoda, Cytheridae, Leptocytherinae) du Miocène supérieur du Bassin de Turiec (Slovaquie): Taxonomie et paléoécologie. *Rev Micropaléontologie, 47, 1, 36–52.*

Pipík, R. & Bodergat, A. M., a: Espèces du groupe de *Candona candida, Candona neglecta* et quelques *Candona* à l'aspect morphologique problématique (Candonidae, Ostracoda) du Bassin de Turiec (Miocène supérieur, Slovaquie). *Ann. Paléontologie* (in press).

Pipík, R. & Bodergat, A. M., b: Cyprididae (Ostracoda) du Miocène supérieur du Bassin de Turiec (Slovaquie). *Rev. Micropaléontologie* (in press).

Schön, I., Butlin, R. K., Griffith, H. I. & Martens, K., 1998: Slow molecular evolution in an ancient asexual ostracod. *Proceedings of Royal Society of London, 265, 235–242.*

Shapkarev, J. A., 1980: Composition and variation of the bottom fauna in the sublittoral of the eutrophic lake Doiran (Macedonia, Yugoslavia). *In: M Dokulil, H Metz & D. Jewson (eds.). Developments in hydrobiology 3 – Shallow lakes. Contribution to their limnology. Dr W. Junk Bv Publishers, The Hague – Boston – London, 195–201.*

Sitár, V., 1966: Paleoflóra Turčianskej kotliny a jej vzťahy k stredoeurópskym flóram. *Manuskript – Geofond Bratislava, 123.*

Sitár, V., 1969: Die Paläoflora des Turiec-Beckens und ihre Beziehung zu den Mitteleropäischen Floren. *Acta geol. geogr Univ. Comen., Geol., 17, 191–206.*

Sitár, V., 1982. Tertiäre Flora des SW-tailes Turiec Becken (West Karpaten). *Acta geol. geogr Univ. Comen., Geol., 38, 191–206.*

Stanković, S., 1960: The Balkan Lake Ohrid and its living world. *Uitgeverij Dr W. Junk, Den Haag, 357*

Ticleanu, N., 1995: An attempt to reconstitute the evolution of the mean annual temperature in the Neogene of Romania. *Romanian Journal of Paleontology, 76, 137–144.*

Vass, D., 2002: Litostratigrafia Západných Karpát: neogén a budínsky paleogén. *Bratislava, ŠGÚDŠ, 202.*

Upper Miocene freshwater ostracods (Ostracoda) of the littoral deposits of the Turiec Formation

Four documented outcrops (Lehôtka, Abramová-Kolísky, Slovenské Pravno-Sokol, Slovenské Pravno-field road) are situated at the east and south-western part of the Turiec Basin (Fig. 1). They contain three different and well diversified ostracod assemblages. The Upper Miocene age of the deposition is supposed on the base on the ostracod and macroflora composition, their ecological requirements and geographical distribution in the basin and their superposition above the rhyolite layer from the borehole GHŠ-1 dated to the Upper Sarmatian – Lower Pannonian (Pipík a Bodergat, 2004; Pipík, 2004).

Lehôtka

The ostracod and macroflora community, otholits and gastropod shells were found in the marls (Figs. 2 and 3). The ostracod fauna is composed of 15 species from which 10 are new. The assemblage is named by *Candona clivosa* (assemblage of *Candona clivosa*), the most abundant and the most frequent species. The known freshwater species have large stratigraphical distribution since the Oligocene (*Darwinula stevensoni;* Brady a Robertson, 1870), resp. the Middle Miocene up to present day (*Fabaeformiscandona balatonica;* Daday, 1894); *Heterocypris salina;* Brady, 1868). *Candonopsis arida* Sieber, 1905 is described from the Lower and Middle Miocene, while *Candona clivosa* Fuhrmann, 1991 is documented from the Middle Miocene to the Pleistocene (Freels, 1980; Fuhrmann, 1991).

The new species of *Euxinocythere – E. aphroditae* Pipík and Bodergat, 2004, and *E. delicata* Pipík and Bodergat, 2004, are exclusively associated with freshwater species. It is supposed that *Euxinocythere* species of the Turiec Basin were adapted to freshwater conditions (Pipík and Bodergat, 2004).

Candoninae are the most abundant group (10 species) represented by elliptical and rectangular with postero-ventral border rounded valves in shape (*Candona mocki, C. fatrica,*

Candonopsis arida, Fabaeformiscandona regia), what implies the ecologically unstable environment.

The otholits of the premature individuals are attributed to the families Cyprinidae (? *Cyprinidarum*) and Gobiidae (Brzobohatý, personal communication).

The macroflora is similar to that of the Upper Sarmatian to Pliocene of the Central Europe. Its composition corresponds with humid forest growing in coast of the swampy stagnant bay (Sitár, 1966, 1969; Němejc, 1957).

Abramová-Kolísky and Slovenské Pravno-Sokol

Totally 17 species were found at both localities (Figs. 4–7). The association is named after two most frequent species – assemblage of *Candona eminens-laterisimilis*.

Ecological and sedimentological knowledge supposes particular and contrast biotop at Abramová-Kolísky:

– tropical and subtropical flora with wetland and marshy elements (Sitár, 1982),

– subaerial and subaquatic sediments with indices of turbulent environment (Hók et al., 1998),

– coastal water bodies with low salinity *(Heterocypris salina)*

– trapezoidal, rectangular with pointed postero-ventral border and triangular valves in shape of Candoninae indicate the stable ecological environment observed mainly in the deep zone (we note the species with similar valves are common in the Upper Miocene deposits of the Central Paratethys),

– cold subterranean springs *(Psychrodromus)*.

Slovenské Pravno-field road

Well diversified ostracod fauna is composed of 31 species from which 19 are new, and three are known (Figs. 8 and 9). The association is named after two most frequent species – assemblage of *Cypria lenticulata* and *Herpetocypris denticulata* – and it is known also from ancient Martin brickyard and borehole Veľký Čepčín TK-11 (both from Pokorný's collection in Prague). It documents a larger occurrence of the assemblage of *Cypria lenticulata* and *Herpetocypris denticulata* than can be observed in the actual outcrops.

Candonopsis arida, Darwinula stevensoni and *Candona neglecta* Sars, 1887, are known from continental freshwater environment. *Fabaeformiscandona* ex gr. *breuili* (Paris, 1920) and *Pseudocandona* aff. *eremita* (Vejdovsky, 1882) live in water flowing from source, cave, reps. in subterranean water (Griffiths and Evans, 1995; Baltanás et al., 1996; Meisch, 2000).

Altogether 21 species of subfamily Candoninae were recognized in this assemblage. The trapezoidal species could correspond with stable environment while rectangular Candoninae valves with rounded posterior assume an ecologically unstable habitat (Danielopol, 1978, 1980). Such mixed assemblage (compare with Pipík, 2002, 2004) could be situated in zone between stable and unstable environment.

The ostracods are associated with mostly broken shells of *Congeria* ex gr. *ornithopsis* and fish otholits of the family Gobiidae. Similar shell accumulations occur in sublittoral zone of the recent lake due the water currents (Shapkarev, 1980; Lellák and Kubíček, 1991).

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 41–46

Sedimentologická analýza vývoja paleogénnych jednotiek centrálnych Západných Karpát

DUŠAN STAREK

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 840 05 Bratislava
geolben@savba.sk

(Doručené 24. 7. 2003, revidovaná verzia doručená 26. 4. 2004)

Sedimentological analysis of the Paleogene units development in the Central Western Carpathians

The deposits at the investigated section are located near Dlhá nad Oravou village (Orava region) in the western part of the Central Carpathian Paleogene Basin. Their sedimentary log shows the coarse grained complex composed of conglomeratic beds thinning-upward to sandstone beds. Higher up, the coarse grained complex continuously grinds into the rhythmical thin- to medium-bedded turbidites. Described sedimentary succession occurs next-to the Pieniny Klippen Belt. The Paleogene beds are tectonicaly overprinted and destroyed. In the previous works, these sediments were interpreted and described as the northern part of the Borové Formation. Based on the particular sedimentological study (including petrography, granulometry, texture and structure studies) as well as biostratigraphic study there is a possible sedimentary record interpreted as the submarine fan facies associations. Submarine fan deposits are documented by the coarse-grained channel facies, interchannel facies, overbanks facies and depositional lobe facies which are vertically stacked with a thickening-upward tendency. Origin and formation of these facies is defined between NP23-NP25 biochrons (Oligocene, age ca 30 Ma). Most probably this event is connected to the global sea-level decrease (TB1 supercycle), increased tectonic activity and origin of the lowstand system tracts of deep-sea fan deposits in Orava region of the Central Carpathian Paleogen Basin.

Key words: Central Carpathian Paleogene Basin, Orava, submarine fans, facies tracts, nanoplankton

Úvod

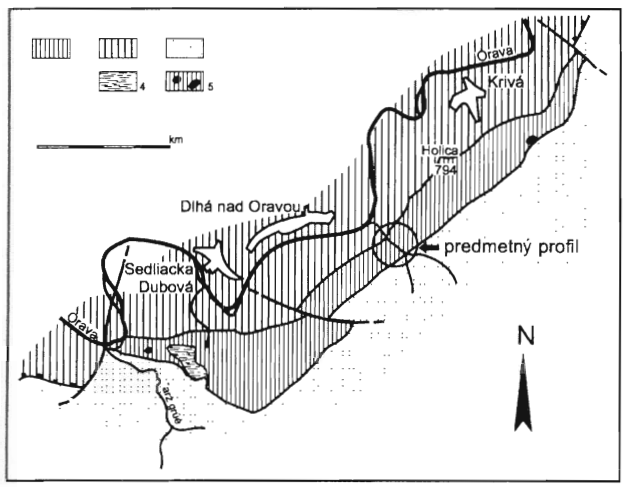
Študovaný profil tvoria paleogénne sedimenty podtatranskej skupiny, ktoré plošne aj objemovo zaberajú prevažnú časť južnej a jv. Oravy a sú západnou súčasťou centrálnokarpatskej paleogénnej panvy. Profil je v údolí rieky Oravy okolo 600 m na V od Dlhej nad Oravou a vystupuje na odkryvoch v zárezе bezmenného potoka medzi kótou Osičný (763 m n. m.) a Banské (752 m n. m.) (obr. 1). Na profile sa vyvinul komplex hrubých zlepencových a pieskovcových polôh, ktorý smerom do nadložia plynule prechádza do rytmicky sa striedajúceho pieskovcovo-ílovcového komplexu. Horniny vystupujú v tesnej blízkosti hornín bradlového pásma a sú tektonicky porušené (strmý sklon vrstiev).

Vývojom paleogénnych sedimentov na kontakte s bradlovým pásmom v tomto úseku a v jeho širšom okolí sa podrobnejšie zaoberal Gross a Köhler (1987) a Gross et al. (1993). Títo autori predpokladajú existenciu a osobitný vývoj bazálnej – transgresívnej – litofácie paleogénu centrálnych Západných Karpát na južnom okraji bradlového pásma vystupujúceho v obmedzených úsekoch medzi Sedliackou Dubovou a Krivou, tiež pri Kňažej a Tvrdošíne. Z týchto úsekov uvádzajú priamy diskordantný a transgresívny kontakt paleogénnych drobnozrnných až strednozrnných brekcií a zlepencov alebo karbonátových pieskovcov s rôznymi horninami bradlového pásma a na tomto základe vyčleňujú v rámci bazálnej litofácie (v borovskom súvrství, Gross, Köhler a Samuel, 1984) tzv. severný pruh borovského súvrstvia (Gross et al., 1993), ktorý v sledovanom úseku na Orave predstavuje zachované torzo severného okraja panvy v pôvodnej (raritnej, doteraz inde nezistenej) pozícii na svojom primárnom podloží. Podľa autorov súčasťou tohto pruhu (pozri obr. 1) sú aj horniny vystupujúce na študovanom profile (pozri obr. 2) na V od Dlhej nad Oravou.

Litologická a sedimentologická charakteristika

Študovaný profil (pozri obr. 2) je na záujmovom území dlhý okolo 120 m a v spodnej časti ho tvorí komplex hrubých zlepencov a pieskovcov (okolo 26 m), ojedinele aj brekcií. Vývoj smerom do nadložia plynulo prechádza do asi 90 m hrubého rytmického pieskovcovo-ílovcového komplexu, v ktorom sa ešte prechodne vyvinuli 4 až 6 m hrubé zlepencové a pieskovcové horizonty.

Hruboklastické vrstvy sú prevažne z drobnozrnného až strednozrnného zlepenca a hrubozrnného až veľmi hrubo-



Obr. 1. Schematická geologická mapa študovanej oblasti spracovaná podľa Grossa, Köhlera a Samuela (1984). 1 – severný pruh borovského súvrstvia (transgresívna resp. okrajová litofácia), 2 – bradlové pásmo, 3 – zuberecké súvrstvie, 4 – hutianske súvrstvie, 5 – mezozoické bradielka.

Fig. 1. Schematic geological map of the studied area (modified after Gross, Köhler and Samuel, 1984). 1 – the northern part of the Borové Formation (transgressive – "marginal" formation), 2 – Pieniny Klippen Belt, 3 – Zuberec Fm., 4 – Huty Fm., 5 – Mesozoic klippe.

zrnného pieskovca (v zmysle Petránka, 1963), zvyčajne sú hrubé okolo 50 cm až 1 m a často tvoria amalgámované niekoľko metrov hrubé polohy s korytovo zvlnenými spodnými plochami. V zastúpení klastov všeobecne prevládajú klasty s nízkou sféricitou a s rozličným stupňom opracovania. Prevláda suboválny až oválny stupeň opracovania zŕn (v zmysle Powersa, 1953), a najmä v spodnej časti hruboklastického komplexu sú časté horizonty s angulárnym stupňom opracovania zŕn.

Z hľadiska materiálového zloženia klastov takmer vždy ide o „zrelý" typ sedimentu s dominantným zastúpením kremeňa a siliciklastických úlomkov hornín (pozri obr. 3) a len zriedka aj karbonátov. Zlepence majú najčastejšie podpornú stavbu piesčitého karbonatického matrixu a prechodne tiež podpornú stavbu klastov.

Vnútornú štruktúru hruboklastických sedimentov tvoria najmä rôzne typy zvrstvenia. Medzi najčastejšie patrí masívne (alebo tiež homogénne) zvrstvenie, keď je veľkosť zŕn (klastov) tvoriacich vrstvu rovnaká. Ďalším častým typom je gradačné zvrstvenie (nazývané aj stupňované alebo frakcionované), pri ktorom sa veľkosť zŕn mení vo vertikálnom alebo horizontálnom smere. Zrnitostné zmeny sú výsledkom sedimentácie pri meniacom sa prúdovom režime a kompetencii prúdu.

V profile možno pozorovať vrstvy z normálne gradovanej, len veľmi hrubozrnnej pieskovcovej až drobnozlepencovej frakcie bez vyvinutých nadložných Boumových intervalov (v zmysle Bouma, 1962). Často sa dalo pozorovať niekoľkonásobné opakovanie pozitívnej (normálne gradovanej), ale aj inverznej gradácie v rámci jednej vrstvy. Takáto opakovaná gradácia vzniká, keď sa v prúdovom režime viacnásobne po sebe ukladá len hrubá zrnitostná frakcia, pričom je drobnozrnnejší materiál unášaný ďalej.

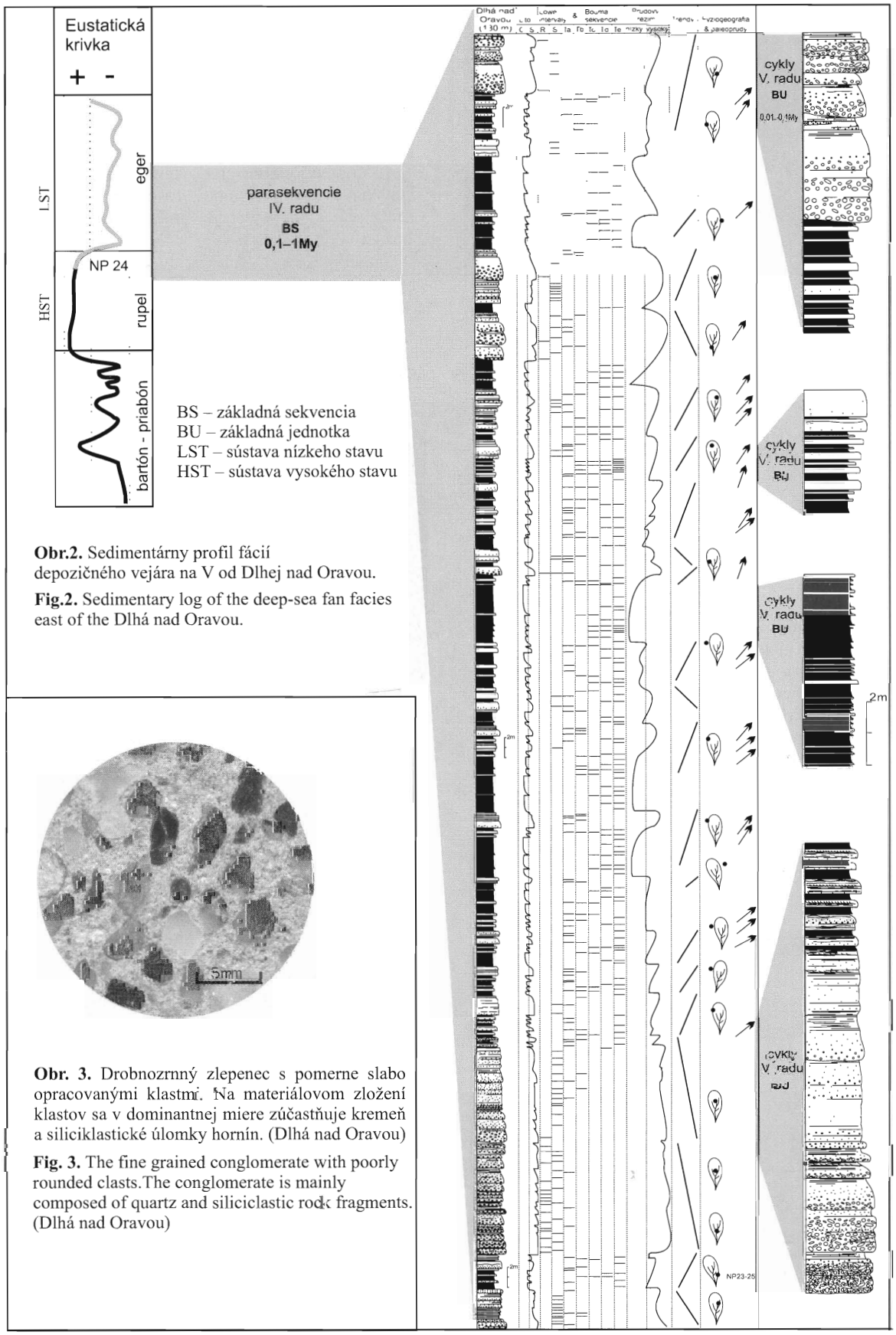
Pomerne častá je aj symetrická gradácia, pri ktorej bázu a strop vrstvy tvorí jemnozrnnejšia a strednú časť hrubozrnná frakcia, ale aj tzv. gradácia „hrubého chvosta" (v zmysle Lewisa a McConchieho, 1994), pri ktorej celú vrstvu tvorí zle vytriedená frakcia skladajúca sa z jemnozrnného matrixu a z voľne rozptýlených hrubých klastov, ktorých smerom nahor len nevýrazne ubúda. Tiež sa dalo sledovať jednoduché alebo prstovité vyznievanie hrubozrnnej frakcie s ostrým alebo plynulým prechodom do jemnozrnnej frakcie v rámci jednej vrstvy. Hrubozrnná frakcia v rámci vrstvy často tvorí len 1–3 cm hrubé a niekoľko desiatok cm dlhé šmuhy alebo šošovky, pričom ich okolie býva z jemnozrnnej frakcie.

Nezriedka sa vyskytuje aj viacnásobné gradačné zvrstvenie, ktoré nevznikalo z jedného prúdu v krátkom čase, ale z viacerých samostatných turbiditných prúdov nasledujúcich za sebou po dlhom časovom intervale. Takéto viacnásobné zvrstvenie vzniká, ak erodujúci prúd odreže ílovcový interval alebo aj vrchnú časť podložnej gradačne zvrstvenej vrstvy. Tento jav – označovaný ako amalgamácia vrstiev – je spolu s uvedenými typmi inverznej a symetrickej gradácie i gradácie typu hrubého chvosta, ako aj niekoľkonásobne opakovanej gradácie a ich vzájomných kombinácií charakteristický najmä pre hrubovrstvové telesá kanálových fácií depozičných vejárov so silným erozívnym režimom. Proximálne časti kanálov depozičného vejára môžu mať priame spojenie s pobrežím a často ich vypĺňa hruboklastický sediment, ktorý sa pôvodne mohol akumulovať blízko pobrežia v prostredí čela klastických alebo kuželových delt.

Prechodne sa v hruboklastickom komplexe vyvinuli aj jemnozrnné až veľmi jemnozrnné masívne zvrstvené a tiež paralelne laminované horizonty, ktoré tvoria alebo samostatné vrstvy medzi zlepencovými polohami a odrážajú sedimentáciu prúdov s nižšou kompetenciou, alebo sa vyvinuli s plynulým prechodom nahor sa zjemňujúcej frakcie vo vrchnej časti zlepencovej vrstvy. V takom prípade sedimentáciu odrážajú z postupne sa spomaľujúceho prúdu so znižovaním jeho kompetencie.

Rytmický pieskovcovo-ílovcový komplex je najmä z vrstiev strednozrnného až jemnozrnného pieskovca rozličnej hrúbky (od niekoľkých cm po 1 m) striedajúcich sa s polohami premenlivo vápnitého ílovca. Pomer pieskovca k ílovcu kolíše od 1 : 1 po 2 : 1 v prospech pieskovca, ale ojedinele sa vyskytujú aj niekoľkometrové horizonty s prevahou ílovca. V pieskovcových vrstvách bolo možné pozorovať dobre vyvinuté všetky typy Boumových intervalov.

Vo všeobecnosti možno konštatovať, že tenšie pieskovcové vrstvy, zvyčajne do 10 cm, majú vyvinuté hlavne vrchné Boumove intervaly (Tb-paralelnú lamináciu, Tc-šikmé zvrstvenia, Td-laminovaný prachovcový interval). Šikmé zvrstvenie býva nerovnakej veľkosti. Väčšina študovaných polôh turbiditného pieskovca nemala šikmé zvrstvenie hrubšie ako 4 cm, čo zodpovedá šikmému zvrstveniu malej mierky. Takmer vždy je v pieskovcových častiach z jemnozrnnej až veľmi jemnozrnnej frakcie, zriedkavejšie zo strednozrnnej frakcie. V závislosti od hydrodynamických podmienok sa šikmé zvrstvenie

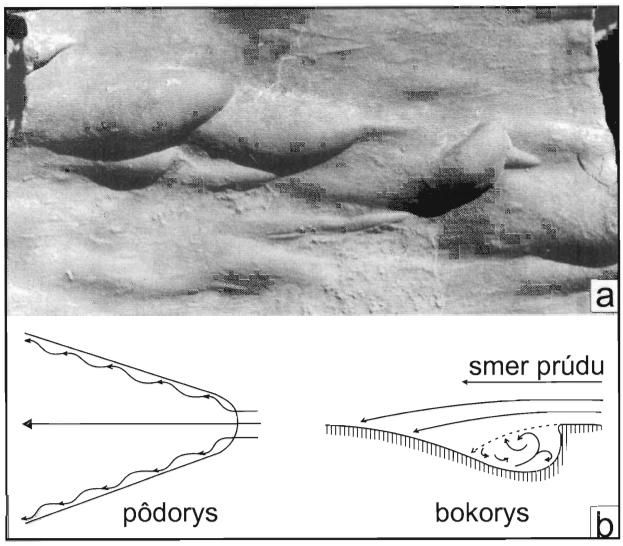


Obr.2. Sedimentárny profil fácií depozičného vejára na V od Dlhej nad Oravou.

Fig.2. Sedimentary log of the deep-sea fan facies east of the Dlhá nad Oravou.

Obr. 3. Drobnozrnný zlepenec s pomerne slabo opracovanými klastmi. Na materiálovom zložení klastov sa v dominantnej miere zúčastňuje kremeň a siliciklastické úlomky hornín. (Dlhá nad Oravou)

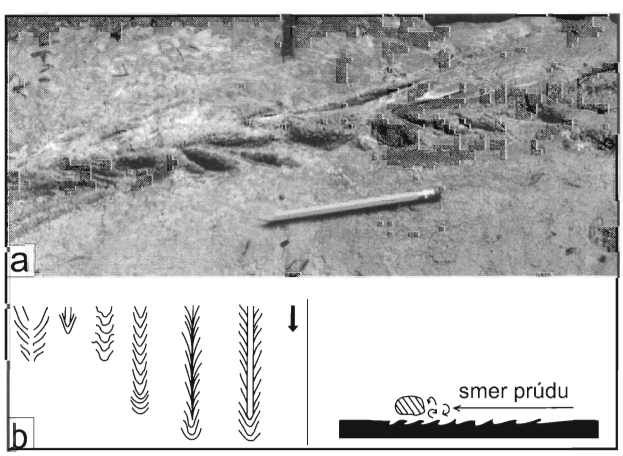
Fig. 3. The fine grained conglomerate with poorly rounded clasts.The conglomerate is mainly composed of quartz and siliciclastic rock fragments. (Dlhá nad Oravou)



Obr. 4. a – žliabkové prúdové stopy (*flute marks*) s typickým kónickým a pozdĺžnym tvarom vznikajúce ako výsledok eróznej činnosti piesku neseného v trakčnom alebo suspenznom prúde (Dlhá nad Oravou), b – interpretácia vzniku žliabkových stôp.

Fig. 4. a – Flute marks with the characteristic conical and longitudinal moulded form originated as a consequence of the sand erosion, supported in the traction or suspension current (Dlhá nad Oravou). b – interpretation of the flute marks origin.

často vyvíja v rámci vrstvových polôh ako prirodzená postupnosť Boumovej sekvencie vznikajúcej z riedkeho turbiditného prúdu. V takom prípade sa v podloží šikmého zvrstvenia často vyvinie spodná paralelná laminácia (Tb – označuje sa aj ako horizontálna laminácia), ktorá vzniká ako výsledok interakcie sedimentu rozličnej zrnitostnej frakcie a prúdu rôznej rýchlosti. V nadloží šikmého zvrstvenia býva vrchná laminácia prachovcov (Td) vznikajúca triedením zŕn a vločiek. Jej rozličné typy sú vizuálne po-



Obr. 5. a – šípovité stopy (*chevron casts*) tvorené priamymi chrbtmi formovanými v tvare V vznikajúce hrnutím materiálu poskakujúcim a rotujúcim predmetom vlečeným prúdom po dne (Dlhá nad Oravou), b – interpretácia vzniku šípovitých stôp.

Fig. 5. a – Chevron casts are formed as straight backs in the V form produced by objects dragging and skimming over the surface. b – Interpretation of the chevron cast origin.

zorovateľné najmä vďaka zrnitostným zmenám a meniacemu sa obsahu ílu a zriedkavejšie sľudy. Pomerne často bola pozorovaná laminácia zvýraznená zväčša čiernou, zuhoľnatenou rastlinnou drvinou a kúskami rastlín, ktoré sa vyskytujú takmer v celom profile. V strednej časti profilu sa našla zuhoľnatená časť kmeňa dreviny (rod *Pinus* sp.).

Hrubšie pieskovcové vrstvy mávajú v spodnej časti väčšinou aj normálne gradovaný zlepencový až hrubozrnný pieskovcový Boumov Ta-gradačný interval, ktorý vzniká gravitačným vypadávaním hrubozrnnejšej frakcie z turbiditného prúdu.

V rámci pieskovcových vrstiev sa nezriedka dal pozorovať vývoj konvolútnej laminácie (konvolútnych štruktúr a vrás) alebo deformácie čerinového zvrstvenia vzniknuvšie deformáciou primárnych lamín hydroplastickým alebo skvapalneným tokom. Takéto vrásy sa tvoria pri intrúzii mäkkých (zvodnených) sedimentov do okolitého sedimentu a deformujú okolité štruktúry. Pre takéto deformácie je

Obr. 6. Bližšie neurčiteľný typ biogénnej štruktúry (stopy po hrabaní?) kruhovitého tvaru s priečnym rebrovaním.

Fig. 6. Undefined rounded trace fossils with cross ribbing.

typické, že sa zvyčajne viažu len na istú časť vrstvy a smerom nahor aj do podložia prechádzajú do sedimentu s nedeformovanými vnútornými štruktúrami.

V závislosti od hydrodynamických podmienok sa môžu vyvinúť všetky alebo iba niektoré Boumove intervaly.

Na spodných plochách pieskovcových vrstiev sú mnohé dobre vyvinuté rozličné typy prúdových stôp a na základe ich merania sme definovali smer transportu materiálu do panvy od JJZ na SSV a z JZ na SV. Najčastejšie sa nachádzali rôzne prúdové stopy (*flute marks*; obr. 4), ktoré sú výsledkom erozívnej činnosti piesku neseného v trakčnom alebo suspenznom prúde, ďalej prúdové stružky (*flute rill marks*) a pozdĺžne žliabky a chrbty (*longitudinal furrows and ridges*), ktoré pravdepodobne vznikajú erozívnym pohybom hrubšieho piesčitého materiálu po dne z nespevneného ílu. Zriedkavejšie sa vyskytujú šípovité stopy (*chevron cast*; obr. 5) tvorené priamymi chrbtmi formovanými v tvare V.

Záťažové a bioturbačné štruktúry (obr. 6) sa na spodných vrstvových plochách pieskovcov pozorovali len ojedinele.

Ílovce až íl0-prachovce vyvinuté medzi turbiditnými pieskovcami zriedka prekračujú hrúbku 1 až 1,5 m, sú

tmavosivé s belavou patinou a majú premenlivú vápnitosť. V strednej časti profilu sa v ílovci nachádzajú preplástky uhlia hrubé do 1 cm.

Faciálna a sekvenčnostratigrafická interpretácia

Uvedené litologické a štruktúrne znaky opisovaných horninových celkov sú typické pre sedimentárne fácie depozičného vejára. V hruboklastických polohách možno často pozorovať výrazný nahor sa zjemňujúci trend v zrnitosti aj v hrúbke vrstiev, čo je vedno s opísanou vnútornou štrukturalizáciou sedimentu typickým znakom kanálových fácií (interval R a S v zmysle Loweho, 1982), ktoré sedimentovali z úlomkotokov a zrnotokov hyperkoncentrovaných a hustých turbiditných prúdov, charakteristických pre prostredie s vysokou energiou (dynamický prúdový režim). Pravdepodobne ide o proximálnu časť laterálne migrujúcich distribučných kanálov napájajúcich laloky hlbokovodných vejárov. Podobné faciálne vývoje sa zdokumentovali aj z oblasti Zuberca, Brezovice a Podbiela. V rámci časti profilu tvoreného komplexom s rytmicky sa striedajúcimi pieskovcami a ílovcami možno naopak pozorovať nahor hrubnúci trend pieskovcov. Takéto úseky by mohli predstavovať sedimentáciu lalokov a ich okrajových častí v rámci progradujúcich depozičných vejárov. Najmä blízko hruboklastického vývoja, ale aj v iných častiach profilu sa zistili pieskovcovo-ílovcové úseky, ktoré vo vývoji trendov nevykazujú nijakú usporiadanosť. Pre tieto časti je charakteristická prítomnosťou tzv. hladujúcich čeriniek až šošovkovitého zvrstvenia v rámci polôh jemnozrnného až veľmi jemnozrnného pieskovca so zle vyvinutými Boumovými intervalmi a ostrým ohraničením na báze aj na strope vrstvy. Takýto sedimentárny vývoj sa dá často interpretovať vo fáciách sedimentov hrádzí (agradačných valov) z tenkovrstvových turbiditov vykliňujúcich smerom od kanála. Tie vznikajú prelevom zriedených častí rozličných turbiditov, ktoré v suspenzii obsahujú malú koncentráciu piesku.

Na vekové zaradenie profilu sa použili vzorky vápnitého ílovca odobraté z pelitického intervalu v tesnom podloží hruboklastického vývoja spodnej časti profilu. Biostratigrafickou analýzou sa stanovil vrchnooligocénny vek sedimentov, a to na základe nanoplanktonického spoločenstva *Cyclicargolithus abisectus*, *Sfenolithus moriformis*, *Pontosphaera enormis*, *Pontosphaera multipora*, *Reticulofenestra ornata*, *R. lockeri* etc. v rozsahu zóny NP23–NP25 (A. S. Grigorovich in Starek, 2001).

Výrazná aktivita turbiditov a formovanie klastických vejárov pravdepodobne súviseli s nástupom supercyklu TB1 v centrálnokarpatskej paleogénnej panve v oravskom úseku asi pred 30 miliónmi rokov. V tom období nastala výrazná regresia súvisiaca s ochladením severnej hemisféry pod vplyvom vrchnooligocénneho zaľadnenia Antarktídy (Kennett a Barker, 1990; Zachos et al., 1993). Prudký a výrazný pokles morskej hladiny spolu s tektonickou aktivitou zdrojov boli hlavnými iniciátormi akumulácie progradujúcich depozičných vejárov.

Záver

Na základe uvedených výsledkov sa domnievame, že nie je dôvod začleňovať sedimentárny záznam na sledovanom profile do „vyššej sukcesie severného pruhu" v rámci bazálneho borovského súvrstvia (v zmysle Grossa et al., 1993). Proti interpretácii profilu ako transgresívneho bazálneho súvrstvia svedčí aj fakt, že sa na materiálovom zložení zlepencových klastov dominantne zúčastňuje siliciklastický materiál, nie neokómske slienité vápence bradlového pásma z „podložia" profilu. Tieto vápence (ktorých hojný výskyt na kontakte bazálneho súvrstvia opísali uvedení autori) sa aj napriek malej vzdialenosti výskytu od nadložných paleogénnych zlepencov študovaných na sledovanom profile v obliakovom materiáli nepodarilo identifikovať. Aj oligocénny vek sedimentárnych hornín stanovený biostratigrafickým datovaním v najspodnejšej časti profilu spochybňuje jeho vzťah a zaradenie do borovského súvrstvia, ktoré na Orave vykazuje bartónsko-spodnopriabónsky vek (Gross, Köhler a Samuel, 1984). Paleoprúdový režim – dokumentovaný na profile meraním prúdových stôp – vykazuje smer transportu materiálu od JZ na SV čiže v smere osi panvy, ale nie z priestoru bradlového pásma.

Podľa výsledkov sedimentárnej a faciálnej analýzy doplnenej o biostratigrafické údaje predpokladáme, že sedimentárny záznam v študovanom profile predstavuje vývoj depozičných klastických vejárov dokumentovaný fáciami kanálov, okrajov depozičných lalokov a medzikanálovými a hrádzovými fáciami. Vznik a vývoj opisovaných fácií možno korelovať s oligocénnou výplňou centrálnokarpatskej panvy odrážajúcou sedimentáciu počas sekvenčno-stratigrafického vývoja, ktorý korešponduje s krivkou zmien morskej hladiny a s tektonickým vplyvom (Starek, Grigorovich a Soták, 2000; Soták a Starek, 2000).

Táto práca vznikla za podpory grantu 3178 VEGA.

Literatúra

Bouma, A. M., 1962: Sedimentology of some flysch deposits. *Amsterdam, Elsevier, 168.*

Gross, P., Köhler, E. & Samuel, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. *Geol. Práce, Spr., 113–117*

Gross, P. & Köhler, E., 1987: O eocénnej transgresii v oravskom úseku bradlového pásma. *Geol. Práce, Spr., 86, 157–164.*

Gross, P., Köhler, E., Mello, J., Haško, J., Halouzka, R., Nagy, A. et al., 1993: Geológia južnej a východnej Oravy. *Bratislava, GÚDŠ.*

Kennett, J. P. & Barker, P. F., 1990: Latest Cretaceous to Cenozoic climate and oceanographic developments in the Weddell Sea, Antarctica: An ocean-drilling perspective. *Proceeding Ocean Drill Program, Sci. Results, 113, 937–960.*

Lewis, D. W. & McConchie, D., 1994: Practical sedimentology 2nd issue. *Chapman & Hall, New York, London, 213.*

Lowe, D. R., 1982: Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. sed. Petrology, 52, 279–297*

Petránek, J., 1963: Usazené horniny, jejich složení, vznik a ložiska. *Praha, Nakl. ČSAV, 717*

Powers, M. C., 1953: A new roundness scale for sedimentary particles. *J. sed. Petrology, 23, 117–119.*

Starek, D., 2001: Sedimentológia a paleodynamika paleogénnych formácií Centrálnych Západných Karpát na Orave. [Dizertačná práca.] *GÚ SAV Bratislava.*

Starek, D., Andreyeva-Grigorovich, A. S. & Soták, J., 2000: Suprafan deposits of the Biely Potok Fm. in the Orava region: Sedimentary facies and nanoplankton distribution. *Slov. geol. mag., 2, 3, 188–190.*

Soták, J. & Starek, D., 2000: Synorogenic deposition of turbidite fans in the Central Carpathian Paleogene Basin: Evidence for and against sea-level and climatic changes. *Slov. geol. mag., 2, 3, 191–193.*

Zachos, J. C., Lohmann, K. C., Walker, J. C. G. & Wise, S. W., 1993: Abrupt climate change and transient climates during the Paleogene: A marine perspective. *J. Geol., 101, 191–223.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 47–54

Metabazity a metasedimenty z okolia ultrabázického telesa medzi Brezničkou a Kalinovom

JÁN SPIŠIAK[1] a DUŠAN HOVORKA[2]

[1]Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica, spisiak@savbb.sk
[2]Fakulta prírodných vied UKF, Trieda A. Hlinku 1, 949 74 Nitra

(Doručené 12. 5. 2004, revidovaná verzia doručená 8. 11. 2004)

Metabasites and metasediments from the surrounding area of ultrabasic bodies between Brezničká and Kalinovo villages

In the late 1970s, in the frame of field survey for asbestos, several bore holes just in the antigorite serpentinite body and in its vicinity were drilled. They documented segmented character of ultramafic body with irregularly distributed asbestos mineralization. Several by naked eyes interesting segments of core samples of main rock lithologies occurring in the ultramafic body vicinity we studied using polarizing microscope and consequently limited number of them also by electron microanalyzer.

Having at disposal known chemical composition of the rock-forming minerals and the use of biotite-garnet thermometer, applying several calibrations, yielded the temperature range 400–450 °C of metamorphic recrystallization. So the studied rock lithologies offer evidences of the Alpine metamorphic recrystallization in the westernmost Gemeric Carboniferous occurrences.

Key words: mineralogy, metamorphism, Carboniferous, Gemeric unit, Western Carpathians

Úvod

Ultrabázické teleso medzi Brezničkou a Kalinovom bolo v 80. rokoch 20. stor. predmetom intenzívneho prieskumu na výskyt azbestu, ale v záverečných správach sa zloženiu a stupňu metamorfózy okolitých metamorfovaných hornín venovala iba okrajová pozornosť.

V množstve vrtných jadier, ktoré sme makroskopicky orientačne zhodnotili, sme zistili aj niektoré zaujímavé horninové typy a pokúsili sme sa ich z uvedených hľadísk študovať. Mali sme k dispozícii vzorky z vrtu BV-1, BV-10 a BV-11 a zamerali sme sa na dva typy hornín tejto oblasti – granaticko-biotitické fylity a metabazity. Minerálne zloženie sme skúmali elektrónovým mikroanalyzátorom CAMECA v GÚDŠ za štandardných podmienok na analýzu silikátových minerálov.

Geologická stavba

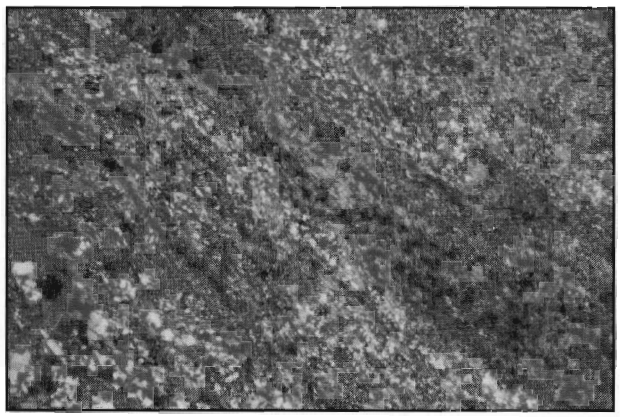
V širšom okolí ultrabázického telesa pri Brezničke vystupujú horniny veporika a gemerika (Fusán, 1967; Zlocha et al., 1980; Vass a Elečko, 1992, a i.). V študovaných vrtných profiloch sme sa zamerali na horniny gemerika. Gemerikum v geologickej stavbe územia zastupujú horniny gelnickej a rakoveckej série, karbónu a permu. Priamo v študovaných vrtoch vystupujú iba horniny rakoveckej série a karbónu. Horniny rakoveckej série (skupiny) v tomto území tvoria polohu hrubú od 450 do 1300 m a podľa Zlochu et al., l. c.) ich reprezentuje monotónne súvrstvie sivých chloriticko-sericitických, grafitických a sericiticko-kvarcitických fylitov. Vo fylitoch lokálne vystupujú malé telesá metadiabázov, diabázových metatufov a metatufitov. Títo autori (l. c.) do rakoveckej série zaradili aj serpentinitové teleso. Nad rakoveckou sériou vystupujú horniny vrchného karbónu.

Vrchný karbón bol podľa charakteristických litologických horizontov rozdelený na tri súvrstvia – spodné, stredné a vrchné. Prechod medzi rakoveckou sériou a karbónom v tomto území nie je výrazne diskordantný a pre podobné petrografické zloženie je jednoznačné zaradenie hornín často nemožné. Na geologickej stavbe najbližšieho okolia ultrabázického telesa sa zúčastňujú najmä rozličné typy fylitov, chloriticko-amfibolické bridlice a hydrotermálne premenené bázické horniny (Zlocha et al., 1980). V najnovšej publikovanej mape tohto územia (Vass a Elečko, 1992) sa ultrabázické teleso s jeho okolitými horninami zaradilo do dobšinskej skupiny (ochtinské súvrstvie – Vozárová, 1992, in Vass a Elečko, 1992).

Metabazity a metasedimenty uvedeného typu sme študovali preto, lebo obsahujú indexové minerály, ktoré môžu poskytnúť informácie o charaktere a intenzite metamorfných procesov.

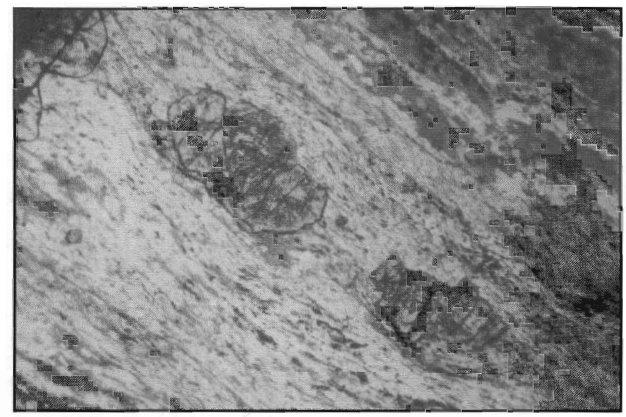
Charakteristika hornín

Granaticko-biotitické fylity (vzorka KV-55) sme študovali z vrtu BV-10 (68,4–68,6 m), kde tvoria okolo 20 cm hrubú polohu v serpentinitoch. Sú sivohnedé, jemnolupenité až jemnozrnné, s výraznou bridličnatou odlučnosťou (obr. 1). Horninu tvorí granát, biotit, kremeň, živec a chlorit a z akcesorických minerálov zirkón, apatit, svetlá sľuda a rudné minerály. Granáty sú z porfyroblastov veľkých okolo 1 mm (obr. 2). Hornina je výrazne metamorfne usmernená, jemne páskovaná. Charakteristická pre ňu je prítomnosť porfyroblastov alebo šošoviek svetlých minerálov. Páskovanosť spôsobuje najmä akumulácia sľudy v určitých plochách, ktoré sú dobre sledovateľné na prirodzených plochách odlučnosti,



Obr. 1. Základný litotyp jemnozrnného biotitického fylitu s palimpsestnou páskovanosťou a zreteľnou metamorfnou bridličnatosťou. Zväčš. 7.5x. X pol

Fig. 1. The main lithology of biotite phyllite (Carboniferous) with palimpsestic banding and pronounced metamorphic schistosity. Enlarg. 7.5x. X polars.



Obr. 2. V páskovanom biotitickom fylite sú polohy so zhlukmi pretiahnutých granátov (odraz litológie protolitu). Granáty sú čerstvé, priečne na predĺženie, intenzívne popraskané. Zväčš. 7.5x, II pol

Fig. 2. Banded biotite phyllite with elongated garnet crystals. Their origin reflects character of protolith. Garnets are fresh, intensively crushed perpendicularly to prolongation. Enl. 7.5x. // polars.

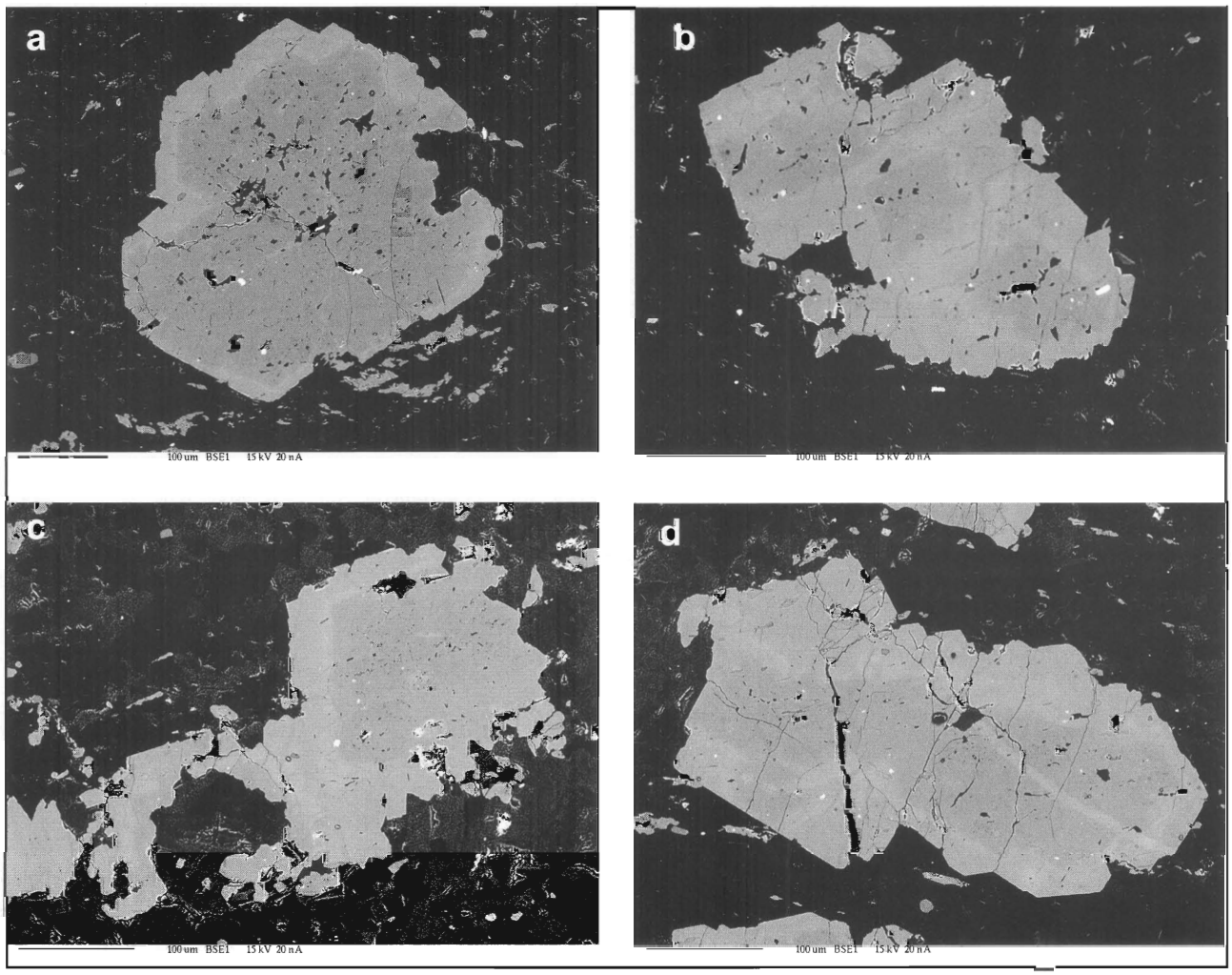
ale najmä na priečnych rezoch. Horninu tvorí asociácia Chl + Ab + Qtz + Gar + Bt (podľa stúpajúceho obsahu). Charakteristické sú oválne (nie okrúhle) prierezy jednotlivých porfyroblastov Gar. Zriedka v nich možno vidieť silné rozpukanie kolmé na metamorfnú bridličnatosť horniny. V protolite metamorfovanej horniny pravdepodobne prevládala siltová frakcia materiálu, ale v nej sa objavujú ložné polohy až ploché šošovky výrazne zrnitejšieho typu. Platí to o Ab + Qtz, ale aj o Bt. Hornina je relatívne čerstvá, bez výrazných prejavov retromorfnej premeny. Podľa týchto zistení je minerálna asociácia pravdepodobne alpínskeho veku.

Zloženie minerálov sme analyzovali na elektrónovom mikroanalyzátore. Pre granáty je charakteristická poikiloblastická štruktúra a často sú v nich poikiloblasticky uzavreté drobné apatity (hexagonálne prierezy, zriedkavejšie ihličky dlhé 50 mikrónov), ale aj titanit, zirkón a albit. Charakteristickým znakom granátov je aj ich výrazné pretiahnutie v smere foliácie horniny (pozri obr. 3c a 3d). Granáty majú často zonálnu stavbu alebo v nich už mikroskopicky možno identifikovať niekoľko fáz (najmenej dve – svetlú a tmavú). Centrálne časti (resp. tmavá fáza) majú oproti okrajovým (resp. svetlá fáza) vyšší obsah TiO_2, MnO a CaO alebo nižší

Tab. 1
Vybrané chemické analýzy granátov
Selected analyses of garnets

	centrum zrna				okraj zrna				svetlá fáza		tmavá fáza	
anal. č.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	37,08	36,99	37,57	36,49	37,04	37,21	36,98	36,47	36,90	37,66	37,24	36,87
TiO_2	0,22	0,22	0,22	0,40	0,08	0,10	0,08	0,08	0,10	0,10	0,24	0,23
Al_2O_3	20,58	20,90	20,82	20,85	20,67	20,76	20,68	20,80	20,75	20,97	20,90	20,76
Cr_2O_3	0,01	0,05	0,02	0,05	0,05	0,03	0,01	0,01	0,01	0,06	0,02	0,05
FeO^*	8,29	8,22	8,54	8,69	14,04	15,47	16,71	18,21	15,17	16,30	7,54	8,74
MnO	21,61	20,97	19,87	21,00	17,95	16,12	15,09	14,16	15,97	14,23	21,60	21,39
MgO	0,22	0,19	0,18	0,19	0,51	0,58	0,60	0,81	0,54	0,63	0,19	0,23
CaO	12,04	12,91	12,81	12,47	9,38	9,59	9,63	9,51	10,62	10,27	13,11	12,46
Spolu	100,05	100,45	100,02	100,14	99,71	99,86	99,78	100,04	100,06	100,22	100,83	100,73
Si	2,97	2,94	3,00	2,92	2,99	2,99	2,98	2,93	2,96	3,01	2,95	2,93
Ti	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	1,94	1,96	1,96	1,96	1,96	1,97	1,96	1,97	1,96	1,98	1,95	1,94
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{3+}	0,10	0,12	0,02	0,15	0,05	0,03	0,07	0,16	0,11	0,00	0,12	0,16
Fe^{2+}	0,46	0,42	0,55	0,43	0,90	1,01	1,05	1,06	0,90	1,09	0,38	0,42
Mn	1,46	1,41	1,34	1,42	1,23	1,10	1,03	0,96	1,08	0,96	1,45	1,44
Mg	0,03	0,02	0,02	0,02	0,06	0,07	0,07	0,10	0,06	0,08	0,02	0,03
Ca	1,03	1,10	1,09	1,07	0,81	0,83	0,83	0,82	0,91	0,88	1,11	1,06
andr	0,02	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,02	0,03
gross	0,33	0,35	0,36	0,34	0,26	0,27	0,27	0,26	0,29	0,29	0,35	0,33
uvar	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
alm	0,15	0,14	0,19	0,14	0,30	0,35	0,37	0,38	0,31	0,39	0,11	0,12
spess	0,49	0,48	0,45	0,48	0,41	0,37	0,35	0,33	0,37	0,32	0,49	0,49
prp	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01

FeO^* = celkové Fe ako FeO/FeO^* = total Fe as FeO



Obr. 3a, b, c, d. Analyzované granáty v odrazených elektrónoch.
Fig. 3a, b, c, d. Back-scattered electron image of studied garnets.

FeO a MgO (tab. 1). Podľa toho sa dá predpokladať, že posledná metamorfná udalosť bola vyššietermálna alebo išlo o progresívnu zonálnosť v rámci jednej udalosti. Treba zdôrazniť, že to nie je typická zonalita, ale dve samostatné fázy.

Celkovo je pre študované granáty charakteristický veľmi nízky obsah pyropovej zložky na jednej a vysoký spessartínovej, grossulárovej a almandínovej zložky na druhej strane. V ternárnom diagrame alm + spess : gross + andr + uvar : pyr (obr. 4) ležia priemetné body analýz blízko spojnice vrcholov alm + spess a gross + andr + uvar, pričom analýzy z centrálnych častí resp. z tmavých fáz sú posunuté smerom k vrcholu alm + spess.

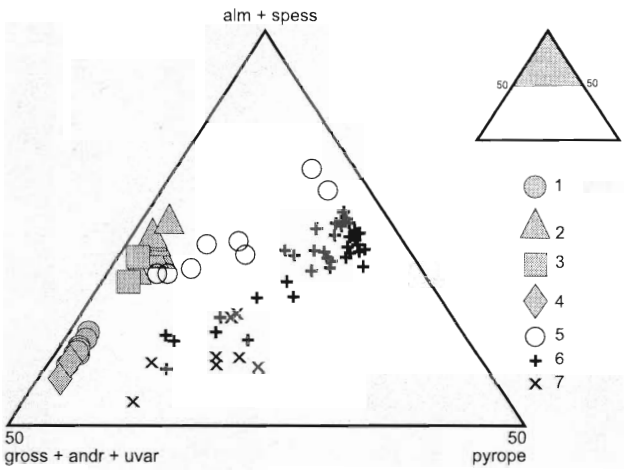
Zloženie granátov sme porovnali so zložením granátov zo svorov kohútskeho kryštalinika (Méres a Hovorka, 1991). Študované granáty majú na rozdiel od granátov z porovnávaných svorov výrazne vyšší obsah spessartínovej a grossulárovej a nižší pyropovej a almandínovej zložky. Centrálne časti granátov alebo tmavá fáza študovaných granátov sú zložením blízke novotvorenému na Ca bohatým, pravdepodobne alpínskym okrajom zŕn granátov z rozličných typov metasedimentov veporika (Vrána, 1980; Méres a Hovorka, 1991, a i.). V porovnaní s granátmi z rúl a amfibolitov klátovskej skupiny gemerika (Hovorka a Spišiak, 1997) majú oveľa nižší obsah pyropovej zložky. Tieto rozdiely popri rozdielnych metamorfných podmienkach pravdepodobne odrážajú odlišné zloženie protolitu (tab. 5).

Biotit vyskytujúci sa v hornine na styku s granátom, ale aj uzavretý v granáte má v obidvoch prípadoch podobné chemické zloženie (tab. 2) a zložením zodpovedá Mg biotitom (obr. 5). Pravdepodobne pri metamorfóze nastala úplná reekvilibrácia zloženia biotitov. Študované biotity majú podobné zloženie ako svory kohútskeho kryštalinika (Méres a Hovorka, 1991), ale na rozdiel od biotitov z rúl klátovskej skupiny relatívne nižší obsah TiO_2. Zloženie biotitov odráža metamorfné podmienky, ale aj zloženia protolitu.

Analyzovali sme aj plagioklas. Plagioklas v hornine, ale aj jeho poikiloblastické uzavreniny v granátoch zodpovedajú albitu. Albit v hornine patrí medzi najmladšie minerály, ale výskyt minerálov epidotovej skupiny v hornine poukazuje na jeho pravdepodobný vznik premenou bázickejších plagioklasov.

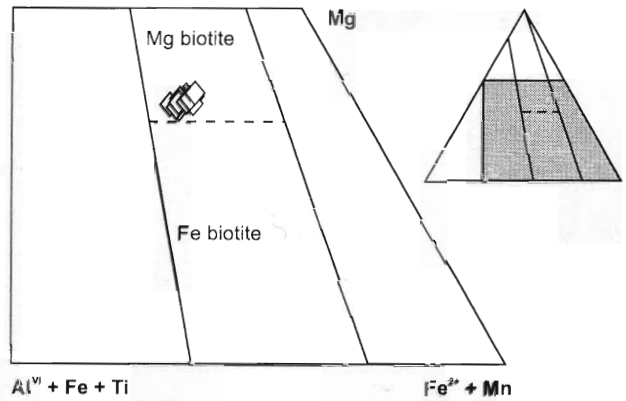
Alterované metabazity sme študovali z vrtu BV-1 a BV-11. Podľa Zlochu et al. (1980) je intenzita hydrotermálnej premeny hornín najvyššia na kontakte s okolitými horninami, hlavne so serpentinitmi.

Študovali sme metabazity s nasledujúcimi súradnicami:



Obr. 4. Ternárny diagram granátov alm + spess gross + andr + uvar : pyr. 1 – centrálne časti zŕn, 2 – tmavá fáza, 3 – okrajové časti zŕn, 4 – svetlá fáza, 5 – granáty zo svorov kohútskeho kryštalinika (Méres a Hovorka, 1991), 6 – granáty z rúl, 7 – granáty z amfibolitov; 6–7 – klátovská skupina (Hovorka a Spišiak, 1997).

Fig. 4. Ternary plot alm + spess gross + andr + uvar · pyr of garnets. 1 – core, 2 – dark phases, 3 – rims, 4 – light phases, 5 – garnets from micaschist, Kohút crystalline complex, Veporic unit (Méres and Hovorka, 1991), 6 – garnets from gneisses, 7 – garnets from amphibolites, 6–7 – Klátov Group, Gemeric unit (Hovorka and Spišiak, 1997).



Obr. 5. Klasifikačný diagram biotitov (Foster, 1960).

Fig. 5. Classification plot of biotites (Foster, 1960).

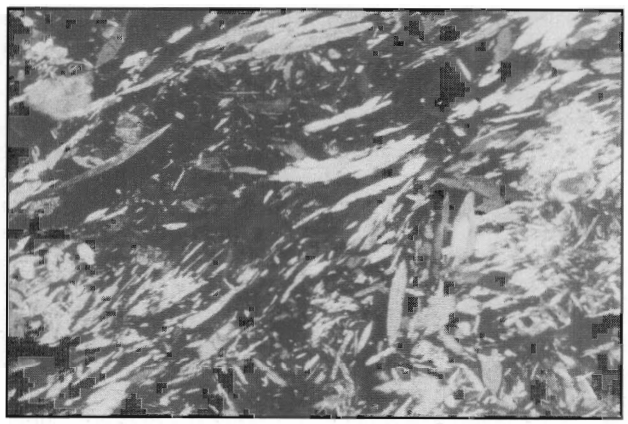
KV-54 BV-11/198,4–198,6
KV-92 BV-1/274,5
KV-93 BV-1/276,5–277

Petrografické a mineralogické znaky študovaných vzoriek boli podobné, a preto ich uvádzame spoločne. Horniny sú masívne, hrubozrnné a lokálne veľmi nevýrazne usmernené (obr. 6). Pôvodnú minerálnu asociáciu zatláčajú intenzívne sekundárne premeny. Vo vzorkách možno vidieť aj vlásočnicové žilky s monominerálnou výplňou chloritu a ojedinele aj karbonátu. Karbonát okrem toho často vystupuje aj vo forme drobných zŕn v celej hornine. Pre horninu je charakteristický vysoký obsah titanitu. Ide o nerovnako veľké, prevažne kostrovité a nehomogénne kryštály titanitu, ktoré tvoria nepravidelné zhluky variabilného obmedzenia. Titanit môže byť sčasti aj produktom rekryštalizácie pôvodných tmavých minerálov horniny (Cpx, Hbl), pričom uvoľnené Ti vstúpilo do zloženia titanitu. Jeho vysoký obsah je aj odrazom vysokého obsahu TiO_2 v protolite (4,5 hm. %). Drobné, prevažne nezrastené (len ojedinele sa vyskytujú albitové zrasty) albity tvoria zhluky až žilky dlaždicovej štruktúry. Albit je čírý, bez premien a vystupuje aj v podobe izolovaných zŕn Ab ako súčasti matrixu horniny. Pre študované horniny je charakteristická biotitizácia. Biotit ako produkt naložených procesov zatláča amfibol (Hbl I), je čerstvý, intenzívne hnedo pleochroický. Lupene majú prevažne rovnobežnú orientáciu s foliáciou (lokálne sú zhluky lupeňov orientované aj priečne na celkové usmernenie

Tab. 2
Vybrané chemické analýzy biotitov
Selected analyses of biotites

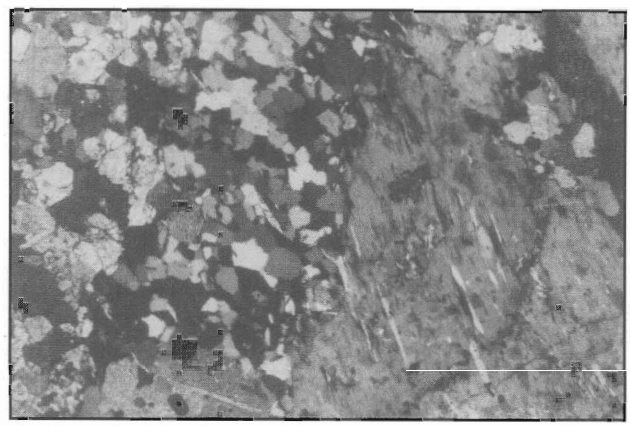
anal. č.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	37,38	38,42	37,30	37,54	37,59	38,39	37,62	38,08	38,54
TiO_2	1,32	1,28	1,20	1,33	1,28	1,35	1,27	1,19	1,43
Al_2O_3	16,78	16,60	16,93	16,78	16,67	17,46	16,56	16,93	16,22
FeO^*	18,48	18,12	18,82	18,39	17,53	18,03	18,37	18,73	18,85
MnO	0,51	0,67	0,80	0,43	0,71	0,83	0,71	0,78	0,97
MgO	11,49	11,71	11,43	11,62	11,60	11,69	11,55	11,93	12,37
Na_2O	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05	0,09	0,06	0,04	0,05
K_2O	9,20	8,98	9,05	9,10	9,08	9,17	8,77	9,08	8,83
F	0,21	0,13	0,00	0,12	0,16	0,46	0,26	0,00	0,00
Cl	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01
Spolu	95,45	95,99	95,60	95,38	94,67	97,48	95,20	96,79	97,27
Vzorec prepočet na 22 O									
Si	2,90	2,96	2,89	2,91	2,93	2,92	2,93	2,91	2,93
Ti	0,08	0,07	0,07	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,08
Al^{IV}	1,10	1,04	1,11	1,09	1,07	1,08	1,07	1,09	1,07
Al^{VI}	0,44	0,47	0,43	0,45	0,47	0,49	0,46	0,43	0,38
Fe	1,20	1,17	1,22	1,19	1,14	1,14	1,20	1,20	1,20
Mn	0,03	0,04	0,05	0,03	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06
Mg	1,33	1,35	1,32	1,34	1,35	1,32	1,34	1,36	1,40
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,91	0,88	0,89	0,90	0,90	0,89	0,87	0,88	0,86

FeO^* = celkové Fe ako FeO/FeO^* = total Fe as FeO



Obr. 6. Zóna biotitizácie v Cpx metabazite. Intenzívne hnedý pleochroický biotit je produktom alpínskych metamorfnorekryštalizačných procesov. Zväčš. 12,5x, X polar

Fig. 6. Zone of biotitization in the Cpx metabasite. Intensively pleochroic biotite is the product of Alpine metamorphic-recrystallization. Enl. 12.x, X polars.



Obr. 7. V metabazite sú svetlozelené slabo pleochroické amfiboly veľké až 15 mm. Mladšia generácia amfibolov je zastúpená vo forme stĺpikov v hostiteľskom amfibole. V strednej časti výbrusu je mozaika albitov, v hornej agregát epidotu. Zväčš. 12,5x, X polar

Fig. 7. Metabasites with up to 15 mm amphibole porphyroblasts (down). Younger generation of amphibole minute crystals in their amphibole host. In the middle of thin section the mozaic of albite crystals, and in the upper part the aggregate of epidote crystals is documented. Enl. 12.5x, X polars.

horniny). Distribúcia biotitu v hornine je veľmi nerovnomerná – koncentruje sa hlavne v zónach biotitizácie.

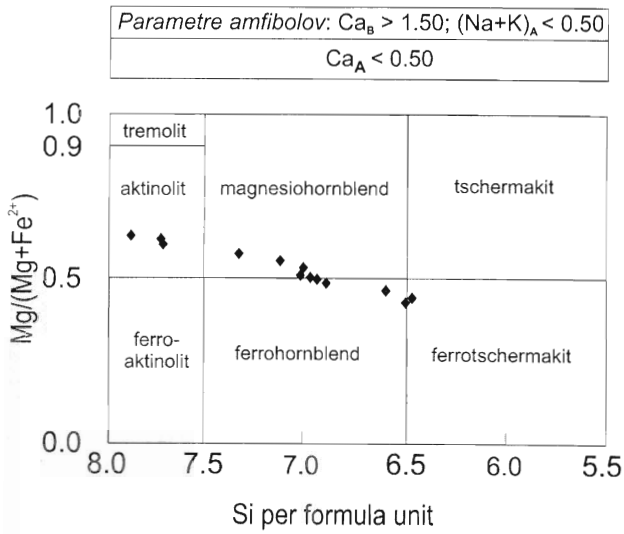
Okrem spomenutých základných minerálov sa často vyskytuje epidot a rudný minerál. Vo výbruse časté titanity sa lokálne rozpadávajú (sú zamieňané) na ilmenity. Premena titanitu na ilmenit by signalizovala progresívne štádium metamorfózy.

Okrem oválnych a kruhových prierezov sa vyskytujú aj lištovité titanity. Podobne ako v predchádzajúcej vzorke možno pozorovať nerovnovážny charakter minerálnych asociácií.

Tab. 3
Vybrané analýzy amfibolov
Selected analyses of amphiboles

Vzorka	KV-92									
Fázy	sv	sv	svp	svp	svp	tmp	tmp	tm	tm	ihl
SiO_2	42.67	43.33	47.44	47.87	47.02	49.90	49.12	52.63	53.90	45.74
TiO_2	0.32	0.30	0.24	0.24	0.20	0.11	0.41	0.05	0.07	0.60
Al_2O_3	13.70	13.23	8.71	8.24	8.74	5.67	6.91	2.29	1.29	10.53
FeO^-	19.02	20.06	18.55	19.49	19.41	17.16	18.66	16.35	14.93	19.25
MnO	0.33	0.37	0.29	0.36	0.35	0.28	0.42	0.35	0.26	0.34
MgO	7.03	7.15	9.78	9.89	9.50	11.73	10.54	13.07	14.09	8.60
CaO	10.74	10.96	11.05	11.45	11.24	11.84	11.54	12.21	12.18	11.55
Na_2O	1.89	1.81	1.18	1.18	1.16	0.81	1.01	0.35	0.19	1.39
K_2O	0.48	0.39	0.28	0.08	0.13	0.06	0.08	0.05	0.01	0.20
Total	96.18	97.60	97.52	98.80	97.76	97.56	98.68	97.34	96.92	98.22
Vzorec prepočet podľa Schumachera (1997)										
Si^{IV}	6.47	6.50	7.02	7.03	6.98	7.34	7.34	7.73	7.89	6.60
Al^{IV}	1.53	1.50	0.98	0.97	1.02	0.66	0.66	0.27	0.11	1.40
Sum T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al^{VI}	0.92	0.84	0.54	0.46	0.51	0.33	0.33	0.12	0.11	0.84
Ti	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04
Fe^{3+}	0.42	0.39	0.41	0.32	0.35	0.22	0.22	0.13	0.03	0.43
Mg	1.59	1.60	2.16	2.16	2.10	2.57	2.57	2.86	3.07	1.69
Fe^{2+}	1.96	2.08	1.82	2.00	1.99	1.85	1.85	1.86	1.79	1.91
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02
Sum C	4.94	4.96	4.96	5.00	4.99	5.00	5.00	5.00	5.00	4.93
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{2+}	0.03	0.05	0.06	0.07	0.07	0.04	0.04	0.01	0.01	0.03
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02
Ca	1.74	1.76	1.75	1.80	1.79	1.87	1.87	1.92	1.91	1.73
Na	0.20	0.16	0.17	0.11	0.12	0.07	0.07	0.05	0.05	0.21
A										
Na	0.35	0.36	0.17	0.23	0.22	0.16	0.16	0.05	0.01	0.33
K	0.09	0.07	0.05	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.08

FeO^+ = celkové Fe ako FeO, fázy: sv – svetlá, svp – prechodná svetlá, tm – tmavá, tmp – prechodná tmavá
FeO^- = total Fe as FeO, phases: sv – light, svp – transition light, tm – dark, tmp –transition dark



Obr. 8. Klasifikačný diagram Ca-amfibolov (Leake et al., 1997).
Fig. 8. IMA classification plot of calcic amphiboles (Leake et al., 1997).

Z primárnych minerálov iba veľmi zriedka prítomné reliktné magmatické klinopyroxény (KV-93). Ide o 2–3 mm veľké ojedinelé nepravidelné zrná takmer bez prejavov amfibolizácie.

Amfibol často tvorí väčšie výrastlice (obr. 7) a vyznačuje sa nevýraznou kompozičnou zonalitou, resp. jednotlivé typy vystupujú vo forme samostatných fáz. V amfiboloch sú často uzavreté chlority, titanit, epidot a pyrit. Vo výbruse možno pozorovať aj klinozoisit a karbonatizáciu. Variabilitu zloženia amfibolov odrážajú ich rozličné farebné variety (na mikroanalyzátore v odrazených elektrónoch, tab. 3). Najsvetlejšie fázy (pravdepodobne najstaršie) v klasifikácii IMA (Leake et al., 1997; obr. 8) zodpovedajú ferotschermakitom, tmavšie magneziohornblendu a tmavé aktinolitu. Charakter amfibolov celkovo poukazuje na viacnásobnú metamorfózu za podobných PT podmienok. Magneziohornblend lokálne tvorí aj drobné ihličkovité agregáty a pravdepodobne zatláča aj aktinolit.

Metamorfné podmienky

Podmienky metamorfózy hornín sme sa pokúsili dešifrovať detailným mikroskopickým štúdiom asociácií minerálov, ako aj porovnávaním zloženia koexistujúcich minerálov.

Tab. 4
Výsledky Gar-Bi termometra
Results of Gar-Bi thermometers

Vzorka KV-55 č. Gar	č. Bi	Tlak (kbar)	Dasgupta et al. (1991)	Hodges a Spear (1982)	Perchuk a Lavrentjeva (1981)
1 4	c	3	409	381	382
2 4	d	3	408	371	375
3 12	a	3	436	398	412
4 12	b	3	441	407	418
5 14	g	3	455	421	427
6 14	h	3	446	414	422
7 5	e	3	426	380	379
8 9	n	3	432	382	382
9 19	l	3	454	424	432
10 19	m	3	457	421	430
11 24	k	3	442	403	394
č. Gar	č. Bi	Tlak (kbar)	Dasgupta et al. (1991)	Hodges a Spear (1982)	Perchuk a Lavrentjeva (1981)
1 4	c	5	416	386	387
2 4	d	5	414	376	380
3 12	a	5	442	403	416
4 12	b	5	448	412	423
5 14	g	5	462	426	431
6 14	h	5	453	419	426
7 5	e	5	432	384	383
8 9	n	5	439	386	387
9 19	l	5	461	429	436
10 19	m	5	463	426	435
11 24	k	5	448	407	398
č. Gar	č. Bi	Tlak (kbar)	Dasgupta et al. (1991)	Hodges a Spear (1982)	Perchuk a Lavrentjeva (1981)
1 4	c	8	425	393	393
2 4	d	8	423	383	386
3 12	a	8	452	411	423
4 12	b	8	458	420	429
5 14	g	8	472	434	438
6 14	h	8	463	426	433
7 5	e	8	441	391	389
8 9	n	8	448	393	393
9 19	l	8	471	437	443
10 19	m	8	474	434	441
11 24	k	8	458	414	405

hlavne páru granát – biotit podľa rozličných termometrov. Teplotné podmienky metamorfózy najmä aplikáciou termometra podľa Dasgupta et al. (1991; tab. 4) zodpovedajú 400–450 °C. Z tabuľky vyplýva, že zmena tlaku nemá na teplotu veľký vplyv. Relatívne najnižšia teplota vychádza v prípade drobných Bi uzavretých v granátoch – ak sa berie do úvahy zloženie centrálnych častí granátov – pre páry biotit – granát. Tu je však problém možnej reekvilibrácie zloženia biotitu počas metamorfózy. Podobné teplotné podmienky signalizuje aj zloženie amfibolov. Ak sa vezme do úvahy progresívna zonalita granátov, rozličné odmiešanie fáz v granátoch, ale aj v amfiboloch (pozorovaná premena ferotschermakit – aktinolit – magneziohornblend), možno predpokladať nasledujúcu postupnosť metamorfných zmien. Horniny sa pôvodne metamorfovali na hranici amfibolitovej fácie a fácie zelených bridlíc, potom čiastočne regresívne metamorfovali za vzniku aktinolitov a záverečná metamorfóza, ktorá trvala relatívne krátky čas (úplná reekvilibrácia nenastala), bola za vyššietermálnych podmienok na hranici amfibolitovej fácie a fácie zelených bridlíc.

Vek metamorfózy je problematický. Pravdepodobne išlo o alpínsku metamorfózu, resp. nerovnovážny charakter asociácii môže poukazovať aj na pomerne rýchlu zmenu PT podmienok metamorfózy, ktorú mohlo spôsobiť lokálne preteplenie, t. j. na kontaktnú metamorfózu mladším magmatickým telesom (takéto telesá boli zo širšieho okolia opísané, resp. sú tu geofyzikálne anomálie, ktoré môžu takýmto telesám zodpovedať v hĺbke). Išlo by teda o prekrytie regionálnej alpínskej a časovo blízkej kontaktnej metamorfózy. Takúto interpretáciu podporuje zloženie granátov (fáza bohatá na Ca je v centrálnych častiach) a prítomnosť fáz rôzneho zloženia v granátoch a amfiboloch.

Chemické zloženie

Chemické zloženie študovaných hornín je v tab. 5. Granaticko-biotitický fylit má pomerne špecifické chemické zloženie. Charakteristický je relatívne vysoký obsah MgO, FeO_{tot} a alkálií, ale na druhej strane má študovaná hornina na rozdiel od typických fylitov nižší obsah SiO_2. Zloženie horniny mohli čiastočne ovplyvniť aj metasomatické procesy. Je zaujímavé, že hornina má veľmi nízky obsah CaO, ale obsahuje granáty bohaté na Ca.

Hornina vo vrte tvorí 20–30 cm hrubú polohu v ultrabázickom telese, ale v celom reze je homogénna a nevidno v nej metasomatickú zonalitu od okraja ultrabázického telesa. Horniny podobného zloženia sa našli aj na iných miestach v okolí, a tak je pravdepodobné, že ide o samostatný typ hornín špecifického zloženia. Podľa minerálneho a chemického zloženia to pôvodne bol pravdepodobne sediment s vysokým obsahom bázického vulkanického materiálu (vysoký obsah MgO, FeO_{tot} a nízky SiO_2). Na porovnanie uvádzame aj obsah podobných typov hornín zo širšieho okolia.

Pre chemické zloženie metabazitov je špecifický a charakteristický aj relatívne nízky obsah SiO_2 a veľmi vysoký TiO_2 a celkového Fe. Minerálne a chemické zloženie, ale aj štruktúra horniny poukazujú na to, že pôvodne asi išlo o horninu typu gabra.

Diskusia

Zásadne nové názory na vekové zaradenie metamorfno-rekryštalizačných udalostí v jz. veporiku, najmä v styčnej zóne veporika a gemerika, uviedol Vrána (1964, 1980), ktorý (l. c.) vo variských granitoch veporika identifikoval Alm-Gross novotvorené granáty a v metasedimentoch mladšieho paleozoika bohatých na Al chloritoid a kyanit. Tým sa definovala relatívne intenzívna alpínska metamorfná rekryštalizácia staropaleozoických, mladopaleozoických a v menšom rozsahu aj mezozoických horninových komplexov. Ďalší autori (Hovorka et al., 1985; Méres a Hovorka, 1991; Hovorka a Méres, 1996; Vozárová, 1990; Korikovski et al., 1990, 1997, a i.) študovali rozličné stránky alpínskej metamorfnej rekryštalizácie metasedimentov a metabazitov staršieho aj mladšieho paleozoika v západnej časti Slovenského rudohoria. Teplota metamorfózy, ktorú uvádzajú citovaní autori, sa pohybovala na hranici fácie zelených bridlíc a amfibolitovej fácie. Nižšieteplotné premeny opísal Plašienka et al. (1989). Vek najmladšej metamorfózy, ktorej uvedené komplexy podľahli, je podľa geochronologických údajov kriedový

Tab. 5
Chemické zloženie študovaných hornín
Chemical analyses of studied rocks

č. analýzy	1	2	3	4	5	6	7
vrt	BV-10	svor	rula	BV-1	BV-1	BV-11	BV-11
metráž	68,4–68,6			276,5–277	279	198,4	199,5
č. vzorky	KV-55	SY-15	Rudňany	KV-93		KV-54	
SiO_2	54,56	58,18	58,91	41,89	41,85	44,55	37,64
TiO_2	0,97	0,94	0,94	4,51	3,32	2,58	3,24
Al_2O_3	17,87	21,54	15,47	10,26	11,92	11,53	17,65
Fe_2O_3	3,87	1,36	1,84	6,74	4,60	5,94	7,63
FeO	5,09	5,05	6,34	16,72	15,45	9,60	9,30
MnO	0,23	0,06	0,12	0,24	0,23	0,22	0,24
MgO	5,00	2,09	4,17	7,82	7,88	8,61	7,23
CaO	0,78	0,34	1,56	6,13	8,94	9,46	8,13
Na_2O	6,00	1,06	2,57	0,39	0,46	2,32	0,11
K_2O	2,33	4,82	2,98	0,37	0,18	1,40	4,50
P_2O_5	0,20	0,12	0,15	0,02	0,01	0,24	0,07
str. suš.	0,41	0,35	0,22	0,15	0,07	0,27	0,10
str. ž.	2,12	3,23	4,47	4,59	3,63	2,99	3,17
Spolu	99,43	99,14	99,74	99,83	98,54	99,71	99,01

Všetky analýzy BV sú zo správy Zlochu et al. (1980), SY-15 = svor (Méres a Hovorka, 1991), analýza ruly z Rudnian z práce Hovorku a Spišiaka (1997)
Analyses No. 1, 4, 5, 6, 7 – Zlocha et al. (1980), 2 – Méres and Hovorka (1991); 3 – Hovorka and Spišiak (1997)

(Dallmeyer et al., 1993, 1996). Naše zistenia s týmito výsledkami korešpondujú, ale okrajové zóny študovaných granátov nie sú obohatené o grossulárovú zložku, ako je to typické pre alpínsky metamorfované granáty veporika. Pomerne nehomogénne zloženie minerálov môže zároveň svedčiť o prítomnosti kontaktnej metamorfózy, t. j. o tom, že v blízkom okolí bolo teleso tepelne atakujúce predmetné horninové komplexy. Podľa pozorovanej minerálnej rovnováhy by teleso malo byť alpínskeho veku.

V najnovšej publikovanej mape v mierke 1 : 50 000 medzi Kalinovom a Brezničkou (Vass a Elečko, 1992) okrem sedimentov pleistocénu vystupuje aj dobšinská skupina reprezentovaná ochtinským súvrstvím (Vozárová, 1992, in Vass a Elečko, 1992) a v rámci nej relatívne dobre preštudované rozsegmentované teleso antigoritického serpentinitu (Kantor, 1955; Hovorka et al., 1983; Hovorka a Šamajová, 2001).

Podľa Vozárovej (op. cit.) je ochtinské súvrstvie, vyskytujúce sa vo forme tektonických krýh pri jz. konci povrchových výskytov gemerika, je reprezentované súborom sivých až čiernych metapieskovcov a fylitov, ktoré majú znaky cyklického usporiadania a dobre vyvinutú vrstvovú bridličnatosť.

Podľa geologického vystupovania vo vrtoch, ale aj na povrchu sa prikláňame k uvedenému stratigrafickému zaradeniu študovaných horninových litotypov.

Záver

Metasedimenty a metabazity ochtinského súvrstvia dobšinskej skupiny karbónu tvoriace okolité horninové prostredie telesa antigoritického serpentinitu hrebeňa Bôriček medzi Kalinovom a Brezničkou sa metamorfovali v podmienkach granátovej izogrády. Jednoznačne odlíšiť vekovú postupnosť metamorfných procesov bez podrobných geochronologických údajov v súčasnosti nemožno. Horninové sekvencie podľahli polyfázovej metamorfnej premene. Podľa mikroskopického pozorovania najstaršie amfiboly patriace ferotschermakitu pri nižšieteplotnej metamorfnej rekryštalizácie zatláčal aktinolit, ktorý bol ďalšou zmenou metamorfných podmienok zatláčaný magneziohornblendom.

Použitie granátovo-biotitového termometra rozličnej kalibrácie poskytlo údaje o teplote hlavnej metamorfnej rekryštalizácie v rozsahu 400–450 °C. Na základe mikroskopického pozorovania predpokladáme, že táto metamorfná udalosť bola spätá s alpínskym orogénom.

Výsledky prezentované v tejto štúdii by tak poukazovali na alpínsku metamorfózu (v podmienkach granátovej izogrády) aj v najzápadnejších výskytoch gemerického karbónu.

Poďakovanie. Ďakujeme recenzentom za pripomienky, ktoré pomohli skvalitniť text práce. Táto práca vznikla s podporou grantovej úlohy VEGA 0203 a 3179. RNDr Branislavovi Luptákovi, PhD., ďakujeme za termodynamické výpočty a Mgr Nataši Halašiovej za grafické spracovanie obrázkov

Literatúra

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

Dallmeyer, R. D., Neubauer, F., Handler, R., Fritz, H., Müller, W., Pana, D. & Putiš, M., 1996: Tectonothermal evolution of the internal Alps and Carpathians: Evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral and whole-rocks data. *Eclogae geol. Helv., 89, 1, 203–227*

Dasgupta, S., Sengupta, P., Guha, D. & Fukuoka, M., 1991: A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites. *Contr. Mineral. Petrology, 109, 130–137*

Bezák, V., Bodnár, J., Elečko, M., Konečný, V., Lexa, J., Molák, B., Straka, P., Stankovič, J., Stolár, M., Škvarka, L., Vass, D., Vozár, J. & Vozárová, A., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny, 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ, 96.*

Foster, M. D., 1950: Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 354-B, 11–46.*

Fusán, O., 1967: Spišsko-gemerské paleozoikum. *In: M. Maheľ et al. (eds.): Regionální geologie ČSSR II, Západní Karpaty, Ústř. úst. geol., Praha, Akadémia, 373–410.*

Hodges, K. V. & Spear, F. S., 1982: Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Amer. Mineralogist, 67, 1118–1134.*

Hovorka, D., Dávidová, Š., Fejdi, P., Gregorová, Z., Határ, J., Kátlovský, V., Pramuka, S. & Spišiak, J., 1987: The Muráň Gneisses – the Kohút crystalline complex, the Western Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 42, 5–101*

Hovorka, D. & Méres, Š., 1996: Dva genetické typy metabazitov v juhozápadnej časti veporika. *Mineralia Slov., 4, 273–280.*

Hovorka, D. & Šamajová, E., 2001: Radiálnolatkovitý antigorit zo serpentinitového telesa na Bôrčoku pri Brezničke (paleozoikum, gemerikum, Západné Karpaty). *Mineralia Slov., 4, 385–388.*

Korikovsky, S. P., Dupej, J., Boronikhin, V. A. & Zinovieva, N. G., 1990: Zoned garnets and their equilibria in micaschists and gneisses of Kohút crystalline complex, Hnúšťa region, Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 2, 99–124.*

Korikovsky, S. P., Putiš, M. & Plašienka, D., 1997: Cretaceous low-grade metamorphism of the Veporic and North-Gemeric zones: A result of collisional tectonics in the central Western Carpathians. *In: P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians, Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, 107–130.*

Leake, B. E., Woolley, A. R., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Youzhi, G., 1997: Nomenclature of amphiboles. *Eur. J. Mineral., 9, 623–651*

Méres, S. & Hovorka, D., 1991: Geochemistry and metamorphic evolution of the Kohút crystalline complex micaschists (the Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 47, 1, 15–66.*

Perchuk, L. L. & Lavrentjeva, I. V., 1981: Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite – garnet – biotite. *In: S. K. Saxena (ed.): Kinetics and equilibrium in mineral reactions. Springer Verlag, 199–240.*

Plašienka, D., Janák, M., Hacura, A. & Vrbatovič, P., 1989: First illite-crystalinity data from Alpine metamorphosed rocks of the Veporicum, Central West Carpathians. *Mineralia Slov., 1, 43–51*

Vass, D., ed., 1992: Geologická mapa Lučeneckej kotliny a Cerovej vrchoviny, 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Vozárová, A. & Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in the Western Carpathians. *Bratislava, GÚDŠ, 314.*

Vozárová, A., 1990: Development of metamorphism in the Gemeric/Veporic contact zone (Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 5, 475–502.*

Vrána, S., 1964: Chloritoid-kyanite zone of Alpine metamorphism on the boundary of the Gemerides and Veporides (Slovakia). *Krystalinikum, 2, 125–143.*

Vrána, S., 1980: Newly-formed Alpine garnets in metagranitoids of the Veporides in relation to the structure of the Central zone of the West Carpathians. *Čas. Mineral. Geol., 25, 41–54.*

Zlocha, J., Rusinová, J. & Valko, P., 1980: Záverečná správa a výpočet zásob Kalinovo-VP chryzotilový azbest. *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 147*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 55–64

Svahové deformácie v regióne Vranov nad Topľou – Humenné – Strážske

MIROSLAV HRAŠNA a RUDOLF HOLZER

Katedra inžinierskej geológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 13. 11. 2003, revidovaná verzia doručená 28. 1. 2004)

Slope failures in the Vranov nad Topľou–Humenné–Strážske region

Flyschoid Paleogene sediments and Neogene clayey-silty and sandy sediments build up the territory among towns Vranov nad Topľou–Humenné–Strážske. Slopes are covered by eluvial-deluvial loamy and loamy-stony debris with a thickness of 2–15 m; somewhere to 25 m. Landslides take place at about 12 % of the territory. They occur mainly on slopes with the gradient from 8° to 14°. Inside some landslides there have been developed earthflows. Most of landslides are potential (7.6 %) or stabilized (3.4 %) ones. Besides geological structure and angle of the slopes, climatic, hydrologic, hydrogeological and geodynamic factors take place in the process of sliding. Important role have land-use and character and state of vegetation as well. According to these factors and occurrence of landslides the territory was divided into stable (75 %), relatively stable (17.4 %) and unstable (7.6 %) zones. Surface and subsurface methods of dewatering are used most frequently to stabilize the slopes in the territory.

Key words: landslides, sliding factors, slope stability zoning, remedial works

Úvod

Svahové deformácie – najmä zosuvy – patria na území Slovenska medzi najčastejšie geodynamické javy, rok čo rok si vyžadujú veľké náklady na prieskum a sanáciu, ako aj na odstraňovanie havarijných situácií ohrozujúcich urbanizované prostredie, a preto sa im venuje primeraná pozornosť aj vo výskume a v orientačnom prieskume hradenom z prostriedkov štátneho rozpočtu.

Do roku 2002 sa v rámci úloh financovaných SGÚ a MŽP SR v mierke 1 : 25 000 resp. 1 : 10 000 spracovalo niekoľko regiónov, a to najmä v oblasti flyšových a vulkanických pohorí a priľahlých kotlín. V súčasnosti sa problematika svahových deformácií na celom území SR rieši v rámci plánu sekcie geológie a prírodných zdrojov MŽP SR na tvorbu máp geofaktorov životného prostredia v mierke 1 : 50 000, ktorých súčasťou sú aj mapy relatívnej náchylnosti územia na svahové pohyby. Doteraz bolo spracovaných 17 regiónov, ktoré pokrývajú takmer polovicu Slovenska. Okrem toho sa ako požiadavka MŽP SR pripravuje *Atlas máp stability svahov v SR v mierke 1 : 200 000* s predpokladaným termínom vydania v roku 2006.

Poznatky o svahových deformáciách uvedené v tomto príspevku sa získali pri riešení úlohy *Mapa relatívnej náchylnosti územia k svahovým deformáciám* 1 : 50 000 (Hrašna a Holzer, 2002) zostavenej v rámci úlohy *Súbor máp geologických faktorov životného prostredia regiónu Vranov nad Topľou – Humenné – Strážske*, ktorej koordinátorom bol Geocomplex, a. s., Bratislava, sčasti pri riešení projektu VEGA 1/9160/02 *Geologické hazardy a riziká pri využívaní krajiny na Slovensku, ich hodnotenie a prevencia.*

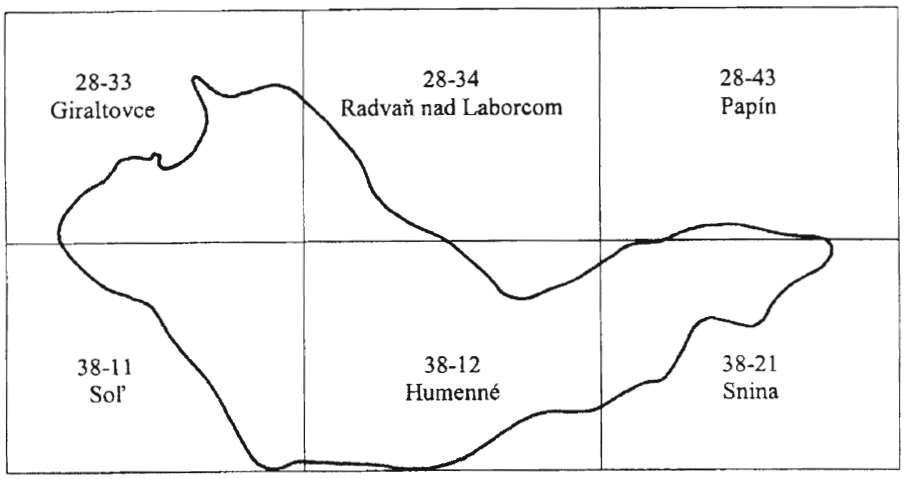
Charakteristika územia a jeho preskúmanosť

Záujmové územie je súčasťou okresu Vranov nad Topľou, Humenné, Snina a Michalovce. Jeho plošné rozšírenie na mapách mierky 1 : 50 000 schematicky znázorňuje obr. 1. Podľa geomorfologického členenia Slovenska (Mazúr a Lukniš, in Atlas SSR, 1980) patrí do nasledujúcich geomorfologických oblastí: Nízke Beskydy, Vihorlatsko-gutínska oblasť, Východoslovenská nížina a Matransko-slanská oblasť.

Podľa mapy klimatických oblastí (Konček, ibid.) patrí prevažná časť územia do teplej mierne vlhkej oblasti, menšia časť (Humenské vrchy a okrajové časti Slanských vrchov a Vihorlatu) do mierne teplej vlhkej oblasti. Priemerný ročný úhrn zrážok je 600 až 850 mm. Západnú a strednú časť územia odvodňuje Ondava s prítokmi Topľa, Oka a Ondavka, východnú Laborec s Cirochou a ďalšími menšími prítokmi.

Podľa regionálnogeologického členenia (Vass et al., 1988) je v skúmanom území zastúpený čergovsko-beskydský flyš, dukliansko-bukovský flyš, bradlové pásmo a pribradlová oblasť (šarišský úsek), spišsko-šarišský paleogén, východoslovenská panva, Humenské vrchy, neovulkanity Slanských vrchov a neovulkanity Vihorlatských vrchov.

Najväčšie plošné zastúpenie majú horninové komplexy kriedy a paleogénu, najmä litologické komplexy čergovsko-beskydského flyša a spišsko-šarišského paleogénu, ktoré tvorí typický flyš resp. flyš s prevahou ílovcov alebo pieskovcov. Neogénne sedimenty východoslovenskej (trebišovskej) panvy tvoria najmä jemnozrnné ílovité a prachovité sedimenty, miestami spevnené na ílovce a prachovce, v menšej miere sú zastúpené pieskovce.



Obr. 1. Klad listov máp mierky 1 : 50 000 v regióne Vranov nad Topľou – Humenné – Strážske.

Fig. 1. Layout of the map sheets 1 : 50 000 in the region Vranov nad Topľou – Humenné – Strážske.

Neogénne vulkanity Slanských vrchov a Vihorlatu vystupujúce pri jz. resp. jv. okraji záujmového územia sú najmä z andezitov a ich pyroklastík alebo epiklastík. Mezozoikum Humenských vrchov, reprezentované horninami triasového až kriedového veku, tvoria najmä rozličné typy vápenca, v triase sú zastúpené aj dolomity a pestré bridlice (keuper). Značné plošné rozšírenie v regióne majú aj kvartérne sedimenty, najmä deluviálne, fluviálne a proluviálne, menej je zastúpená polygenetická sprašová hlina.

Najvyšším zvodnením v regióne sa vyznačujú kvartérne fluviálne a proluviálne sedimenty, z hornín podkladu mezozoické vápence a paleogénne pieskovce alebo aj efuzívne horniny neogénu. Podzemná voda však cirkuluje i v deluviálnych, najmä hlinitokamenitých sedimentoch, čo znižuje stabilitu svahov.

Z inžinierskogeologického hľadiska záujmové územie patrí prevažne do regiónu karpatského flyša, menšie južné časti do regiónu tektonických depresií a regiónu neovulkanitov (Matula a Pašek, 1986). Najmenšiu plochu zaberajú Humenské vrchy, ktoré sú súčasťou regiónu jadrových pohorí.

Súčasné geodynamické javy v študovanom území dokumentovali najmä dve inžinierskogeologické mapy v mierke 1 : 10 000 (Wanieková et al., 1989, 1996), pokrývajúce okolo 25 % územia. Zosuvy a iné svahové poruchy v regióne sa zdokumentovali aj v rámci registrácie svahových deformácií na území Slovenska (Modlitba et al., 1988, 1991). Okrem toho sú svahové deformácie časti územia zobrazené aj v regionálnogeologických mapách v mierke 1 : 50 000 Slanských vrchov a Košickej kotliny-severná časť (Kaličiak et al., 1988) a Vihorlatských a Humenských vrchov (Žec et al., 1997). Prieskumu a návrhu sanácie významnejších zosuvov sa venovalo i niekoľko osobitných prác evidovaných v Geofonde (Sláma et al., 1982; Grmanová, 1988; Ondrejka, 1990, a i.).

Charakteristika svahových deformácií

V sledovanom území sa vyskytujú najmä mnohé zosuvy rozličných rozmerov, tvarov, veku aj stupňa aktivity a v menšej miere aj zemné prúdy. Zosuvy postihujú okolo 12 % územia regiónu a sústreďujú sa spravidla na dolnú a strednú časť svahov. Miestami sú zastúpené aj vo vyšších úrovniach svahov, ojedinelo až tesne pod ich vrcholmi resp. chrbtami. Vyskytujú sa najčastejšie na svahoch so sklonom od 8 do 14°, miestami už od 6°. Na strmších svahoch bývajú najmä v spodných častiach ostro zarezaných dolín. Najčastejšie sú upokojené (7,6 %) alebo stabilizované (3,4 %), zriedkavejšie aktívne zosuvy (1 %). Prevládajú zosuvy plošného a frontálneho tvaru a menej časté sú prúdové zosuvy. Zosuvy majú rozmery niekoľko desiatok štvorcových metrov až niekoľko ha (najviac 25 ha).

Zemné prúdy sa zvyčajne vyskytujú vo vnútri zosuvov, zriedkavejšie vytvárajú samostatné akumulácie, dosahujú dĺžku niekoľko desiatok metrov a šírku niekoľko metrov. Od zosuvov prúdového tvaru sa niekedy odlišujú ťažko. Možno ich identifikovať len pri recentných pohyboch a pri zachovaní človekom nezmenených tvarov povrchu. Preto, ako aj pre ich nepatrné zastúpenie v regióne (0,1 %), ich osobitne necharakterizujeme a v tab. 1 sa podľa aktivity priradili k príslušnému typu zosuvov.

Zosuvy blokového typu resp. blokové polia sa v území priamo nezistili, no vyskytujú sa neďaleko od jz. i jv. okraja regiónu v území budovanom vulkanickými horninami Slanských vrchov a Vihorlatu.

Zosuvy sú najmä na svahoch, kde podložie deluviálneho pokryvu tvoria paleogénne a vrchnokriedové poloskalné (ílovcovo-prachovcové) horniny alebo flyšoidne sa striedajúce skalné (prevažne pieskovec) a poloskalné horniny. Na týchto horninách sa často vyskytujú staré zosuvné a soliflukčné delúviá, ktoré sú na mnohých miestach aktivizované. Šmykové plochy zosuvov sú spravidla na rozhraní predkvartérneho podkladu a kvartérnych zemín, miestami zasahujú i do zvetraných až rozložených hornín podkladu alebo sú iba v kvartérnych zeminách. Zvyčajne zasahujú do hĺbky 5 až 15 m, niekedy aj viac ako 20 m. Miestami sú nad sebou zosuvy dvoch až troch generácií. Šmykové plochy najstarších, priestorovo najrozsiahlejších a v súčasnosti spravidla stabilizovaných zosuvov spravidla siahajú do hĺbky 15 až 20 m (Wanieková, 1996, uvádza i hrúbku 30 až 35 m). Zosuvy druhej generácie, vyvinuté vo vnútri starších zosuvov, sú spravidla upokojené alebo aktívne a ich šmykové plochy bežne siahajú do hĺbky 7–10 m. Najmladšie

zosuvy sú aktívne alebo upokojené a ich šmykové plochy sú najčastejšie v hĺbke 3 až 5 m.

Redšie sa vyskytujú svahové deformácie na svahoch, kde predkvartérny podklad tvoria nespevnené až slabo spevnené jemnozrnné (ílovitoprachovité) sedimenty neogénneho veku. Šmykové plochy týchto zosuvov sú planárne aj rotačno-planárne a často zasahujú i do podložných neogénnych sedimentov. Hrúbka týchto zosuvov spravidla neprekračuje 15 m, ale najčastejšie sú hrubé do 10 m.

Zosúvajúci sa svahový pokryv tvorí najmä hlina a ílovitá hlina (miestami piesčitá hlina) s ílovcovými a pieskovcovými úlomkami. Menej často sa vyskytujú zeminy charakteru ílu alebo piesčitého ílu. Obsah úlomkov sa obyčajne pohybuje od 10 do 40 % a miestami dosahuje až 70 %. Niekedy sú súčasťou zosuvnej hmoty aj rozvlečené proluviálne alebo fluviálne terasové sedimenty. Voda vsakujúca do pokryvov využíva na svoj pohyb najmä piesčité polohy alebo polohy so zvýšeným obsahom úlomkov. Šmykové plochy sa spravidla tvoria blízko zvodnených polôh. Pre nehomogénnosť zosuvných delúvií a prerozdeľovanie napätia pri čiastkových pohyboch sa niekedy vytvára i niekoľko šmykových plôch nad sebou.

Povrch aktívnych zosuvov je výrazne zvlnený, s elevá-ciami a depresiami dosahujúcimi relatívnu výškovú členitosť niekoľko decimetrov, lokálne až do 2 m. Miestami sa vyskytujú aj zamokrené depresie menších rozmerov. Zosuvy sú spravidla zreteľne ohraničené odlučnými hranami a v ich odlučných oblastiach sa zvyčajne vyskytujú trhliny široké niekoľko centimetrov až decimetrov. Povrch upokojených zosuvov je menej zvlnený a ich odlučné hrany sú niekedy nezreteľné. Trhliny sa spravidla nevyskytujú. Stabilizované zosuvy niekedy ťažko identifikovať. Okrem lokálneho mierneho zvlnenia povrchu na ne miestami upozorňuje jeho rozdielny sklon oproti okoliu.

Laboratórnymi skúškami zemín v nadloží paleogénnych a vrchnokriedových flyšoidných sedimentov sa zistila hodnota reziduálneho uhla vnútorného trenia prevažne od 10 do 13°, ojedinele až do 15° (Jánoš, 1998). U zemín v nadloží neogénnych sedimentov je táto hodnota spravidla 12–15°, ojedinele až 18° (Sláma et al., 1982).

Faktory ovplyvňujúce vznik a aktivizáciu zosuvov

Okrem geologickej stavby, reliéfu a vlastností zemín, ktoré sme už opísali sú ďalšími významnými faktormi ovplyvňujúcimi v sledovanom území vznik a aktivizáciu zosuvov:

1. klimatické, hydrologické a hydrogeologické javy,
2. výmoľová erózia, bočná erózia a abrázia,
3. využívanie územia, stav a povaha vegetačného krytu.

Klimatické, hydrologické a hydrogeologické javy

Podľa štatistických údajov v záujmovom území ročne spadne v priemere 600 až 850 mm zrážok. Zrážky jednak zvyšujú vlhkosť a objemovú hmotnosť zemín, čím na svahoch zvyšujú aktívne sily, jednak prenikajú cez zosuvné telesá (sčasti aj eróznymi ryhami alebo prestupom z vyšších častí svahov) až k šmykovým plochám, kde znižujú šmykovú pevnosť zemín a tým aktivizujú zosuvné pohyby. Pri výdatných zrážkach sa erózne ryhy môžu prehlbovať alebo môžu vznikať nové, čo v kombinácii s ďalšími faktormi môže v územiach náchylných na zosúvanie vytvoriť nové zosuvy.

Zrážky môžu aj zvýšiť hladinu podzemnej vody, a tak ovplyvniť celkové hydrogeologické pomery na svahoch. Zvyšuje sa výdatnosť prameňov, obnovujú sa alebo rozširujú zamokrené miesta a rastie hydrodynamický tlak v smere aktívnych síl spôsobujúcich zosuvné pohyby. V aktívnych a potenciálnych zosuvoch stúpa vztlak na šmykových plochách a znižujú sa pasívne sily brániace zosuvným pohybom. Obdobným spôsobom ovplyvňuje hydrogeologický režim na svahoch aj zvýšenie hladiny povrchových vôd alebo zriadenie vodnej nádrže, a preto sú zrážkové a hydrogeologické pomery územia dôležitými faktormi, ktoré treba mať na pamäti pri hodnotení stability svahov a pri členení územia podľa náchylnosti na svahové pohyby.

Výmoľová erózia, bočná erózia a abrázia

Výmoľová erózia intenzívne postihuje rovnaké horninové komplexy ako svahové pohyby, miestami aj územia, kde predkvartérne podložie tvoria paleogénne pieskovcovo-zlepencové horniny. Okrem toho sa výmole (erózne ryhy) vyskytujú aj v sedimentoch proluviálnych a v sprašoidných zeminách. Najodolnejšie voči vytváraniu výmoľov sú karbonáty bradlového pásma a Humenských vrchov. Výmoľová erózia celkovo postihuje okolo 2,6 % plošnej rozlohy územia, pričom na aktívne erózne ryhy pripadá 0,8 % a na potenciálne 1,8 % plochy regiónu. (Plochy eróznych rýh boli vypočítané na základe ich dĺžky a priemernej šírky na povrchu územia.)

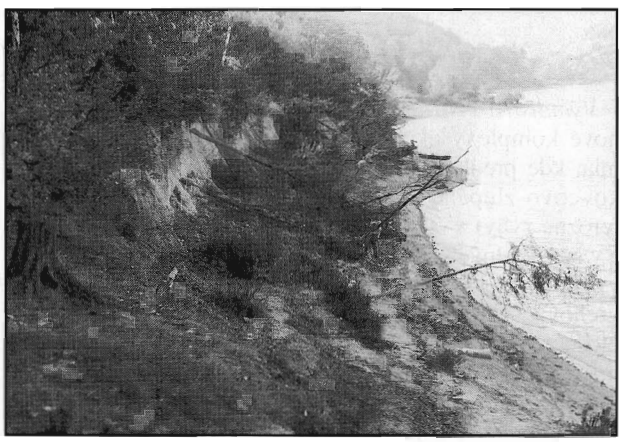
Erózne ryhy najčastejšie dosahujú hĺbku 2 až 5 m, ale miestami aj vyše 10 m. Ich dĺžka je často 200 až 400 m, no sú aj výmole dlhé vyše 1 km. Aktívne erózne ryhy sú bez vegetácie, prevažne s priečnym profilom tvaru V. Ich dno je miestami zarezané až do podložných predkvartérnych hornín a je takmer bez pokryvu eróziou uvoľnených sedimentov. Upokojené (potenciálne aktívne) ryhy majú zvyčajne tiež priečny profil typu V alebo aj typu U. Spravidla sú zarastené nízkym porastom, ale miestami bývajú i bez porastu. Ich dno pokrýva tenká vrstva eróznymi procesmi premiestenej zeminy. Staré (stabilizované) ryhy sú zarastené vyšším porastom a majú spravidla priečny profil typu U. Ich dno obyčajne vypĺňa vrstva premiestenej zeminy.

Erózne ryhy nezasahujú vždy až do hornín predkvartérneho podkladu, ale sú vyvinuté iba v kvartérnych pokryvoch. Tie, ktoré sú zarezané až pod šmykovú plochu zosuvov, zvyčajne podporujú ich stabilizáciu, plytšie prispievajú k ich zvodneniu, a tak znižujú ich stabilitu. Niektoré erózne ryhy, ktoré v minulosti prispeli k vzniku alebo aktivizácii zosuvov a zemných prúdov, boli svahovými pohybmi deštruované a dnes už sú iba ich reliktmi alebo sa nezachovali vôbec.

V nestabilných územiach sa erózne ryhy často začínajú aktivizovať súčasne so zosuvmi, pričom využívajú odtr-

Obr. 2. Aktivizácia zosuvných pohybov a výmoľovej erózie v nestabilnom území na V od obce Matiaška.

Fig. 2. Activation of slide movements and gully erosion in the unstable territory east from Matiaška village



Obr. 3. Abrázna plošina a zrub pri západnom okraji vodnej nádrže Domaša na S od doliny Valkovského potoka.

Fig. 3. A wave-cut platform and cliff at west side of the Veľká Domaša water reservoir, north from Valkovský brook valley

hové hrany a trhliny v zosuvoch. V zrážkových obdobiach sa postupne prehlbujú a dotujú zosuvné telesá vodou, čím ich udržiavajú v aktívnom stave v relatívne dlhom období. Príklad aktivizácie zosuvných pohybov a vzniku eróznych rýh je na obr. 2.

Bočná erózia sa uplatňuje pri zvýšených vodných stavoch najmä v nárazových brehoch vodných tokov. Pri vhodnej geologickej stavbe môže narušiť nielen stabilitu brehov, ale aj priľahlých svahov. Zosuvy zasahujúce na dno dolín spravidla aktivizuje a niekedy spôsobuje aj ich rozširovanie do vyšších častí svahov. Takýto priebeh je pri súčasných klimatických pomeroch, charakteristických zvýšenými až extrémnymi zrážkami a vznikom záplav, v mnohých dolinách záujmového územia. Pri povodniach, počas ktorých voda dosahuje i úpätia vzdialenejších nestabilných svahov, sa nestabilné svahy narúšajú oveľa rýchlejšie ako pri normálnom hydrologickom režime. Bočná erózia vodných tokov v záujmovom území aktivizovala mnohé staré zosuvy a stabilita sa porušila i na pôvodne neporušených svahoch náchylných na zosúvanie (v nestabilných a potenciálne nestabilných územiach).

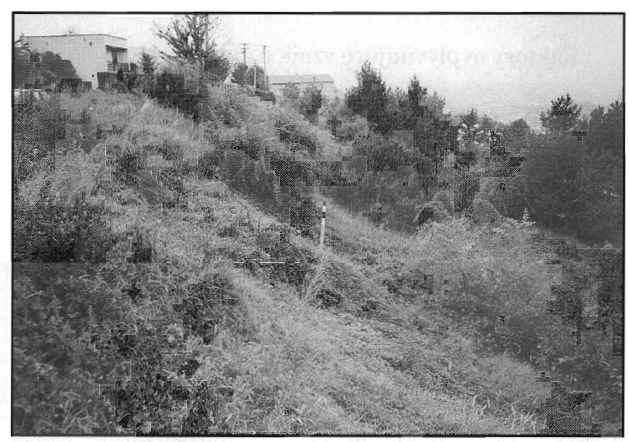
Abrázia je komplexný proces postihujúci brehy vodných nádrží. Uplatňuje sa pri nej viac procesov a rozmývateľnosť hornín. V závislosti od toho, aké horniny tvoria brehy vodnej nádrže a aké procesy prebehnú, môže brehová čiara ustúpiť o niekoľko centimetrov až niekoľko metrov a porušenie svahov ako dôsledok rozličných procesov, najmä zosúvania, môže postihnúť územie až do vzdialenosti niekoľkých desiatok metrov. V záujmovom území sa to týka najmä brehov a priľahlých svahov nad vodnou nádržou Veľká Domaša. Na niektorých úsekoch brehov tejto vodnej nádrže sa výrazne prejavuje abrázia (obr. 3) a niektoré časti svahov sa zosúvajú. V roku 2000 zosuvy v oblasti nad západnými brehmi vodnej nádrže v chatovej osade Dobrá porušili niekoľko stavieb, ktoré sa museli nákladne sanovať resp. asanovať.

Využívanie územia, stav a povaha vegetačného krytu

Územie regiónu sa využíva najmä na poľnohospodársku a lesohospodársku výrobu, menšie zastúpenie má drevospracujúci, potravinársky a chemický priemysel a rekreačné využívanie územia. Obyvateľstvo sa sústreďuje do troch väčších (Vranov nad Topľou, Humenné, Snina) a mnohých menších sídiel.

V území ohrozujú zosuvy značnú časť lesov, pasienkov a lúk, sčasti aj poľnohospodársky obrábanú pôdu a miestami aj niektoré úseky ciest a okrajové časti obcí. Okrem prirodzeného vývoja svahov je sčasti príčinou aj činnosť človeka – nevhodné využívanie územia alebo neuvážené zásahy do geologického prostredia. Nevhodné je najmä odlesňovanie na poľnohospodárske alebo iné účely, ako aj intenzívne spásanie trávneho porastu dobytkom, pričom sa devastuje nielen vegetačný kryt, ale aj povrchový pôdny horizont, a zvyšuje sa infiltrácia zrážok do zosuvných telies a dôsledkom je aktivizácia svahových pohybov (Kamenica nad Cirochou, Stakčín a i.).

Neuváženým zásahom do geologického prostredia je výstavba rozmanitých objektov v horných častiach svahov náchylných na zosúvanie a podrezávanie svahov pri



Obr. 4. Odlučná oblasť upokojeného zosuvu v sz. časti Vranova nad Topľou.

Fig. 4. The scare zone of a potential landslide in NW part of the Vranov nad Topľou town.

výstavbe ciest, železníc alebo občianskych a priemyslových stavieb. Ako príklad možno uviesť výstavbu rodinných domov pri sz. okraji Vranova nad Topľou v potenciálne nestabilnom území nad upokojeným zosuvom, v ktorom sa obnovili svahové pohyby (obr. 4). Ešte rozsiahlejšie bolo narušenie stability svahov vo Vranove nad Topľou pri výstavbe Sídliska SNP, kde sa aktivizovali staré a vznikli aj nové zosuvy, ktoré sa museli nákladne sanovať (Grmanová, 1985).

Príklad porušenia stability územia po zriaďovaní zárezu železnice pri Strážskom uvádza Ondrejka (1990). Zárez sa urobil v nestabilnom území, nebol nedostatočne zabezpečený a dôsledkom bolo jeho porušenie svahovými pohybmi. Niekedy sa stabilita svahov narúša aj ako dôsledok ich „antropogénneho zavodňovania", spôsobeného porušením vodovodov a kanalizácie alebo vodojemov (napr. v Snine).

Medzi významné faktory znižujúce v území stabilitu svahov patria i procesy späté s vodnou nádržou Veľká Domaša. Po jej napustení sa na jej obvode aktivizovali staršie zosuvy a miestami vznikli nové. Príčinou (pri napúšťaní nádrže alebo pri zvyšovaní úrovne vody v nádrži) je rast vztlaku v pasívnej časti zosuvov, čo – najmä v kombinácii so zrážkami, zvyšujúcimi váhu vodou nasýtenej zeminy v aktívnej časti zosuvov – vedie často k porušeniu stability svahov. Pri poklese vody v nádrži pomáha narúšať stabilitu svahov aj zvýšený hydrodynamický tlak vody. Na niektorých úsekoch brehov vodnej nádrže je prvotnou príčinou narúšania stability abrázia, jej pôsobením ustupujú brehy smerom do svahov, pričom nastáva odnos zemín z pasívnej časti starých zosuvov alebo podrezávanie doteraz zosúvaním neporušených svahov.

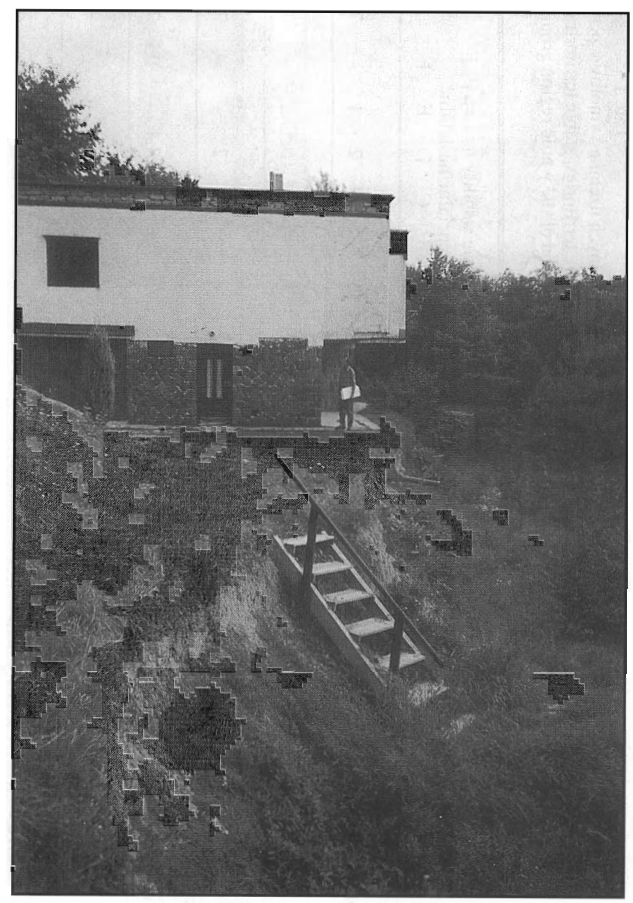
Vplyv vegetácie na stabilitu svahov nie je jednoznačný. Okrem typu a kvality vegetačného porastu záleží aj od spôsobu obhospodarovania územia. Vegetačný porast, najmä lesný, zvyšuje infiltračnú schopnosť, zadržiavanie i vyparovanie vody. Koreňový systém rastlín a stromov zvyšuje stabilitu svahov, ako aj ich odolnosť voči erózii. Hmotnosť vegetačného porastu, najmä stromov, zväčšuje aktívne alebo pasívne sily (podľa pozície na svahu) na zosuvných svahoch. Pri nesprávnom obrábaní poľnohospodárskej pôdy alebo pri nevhodnom situovaní poľných a lesných ciest a turistických chodníkov sa aktivizuje erózia a niekedy aj svahové pohyby (Hlinné, Ohradzany a i.).

Sanácia zosuvných svahov

Ako sme už konštatovali, medzi najčastejšie príčiny vzniku alebo aktivizácie zosuvov v študovanom území (popri neuvážených zásahoch do svahov) patrí prevlhčenie zemín, ktoré sa prejavuje zmenou ich vlastností, a zmena hydrogeologických pomerov na svahoch, prejavujúca sa zvýšením hladiny podzemnej vody alebo jej piezometrického tlaku. V súlade s tým sa na zabezpečenie stability svahov ako sanačné opatrenie najčastejšie navrhovalo povrchové alebo hĺbkové odvodnenie (subhorizontálne odvodňovacie vrty) alebo ich kombinácia, ale miestami sa svahy zabezpečili aj stabilizačnými násypmi alebo oporným múrmi. Odvodnenie svahov bolo na väčšine prípadov účinné, no pri hĺbkovom odvodňovaní mali odvodňovacie vrty na niektorých lokalitách nízku výdatnosť alebo – pri zanedbaní potrebnej údržby – prestali byť časom funkčné, a tak sa pohyby obnovovali.

Ako príklad úspešnej stabilizácie povrchovým odvodnením možno uviesť zosuv pri Skrabskom (Ondrejka, 1982), kde zosuv okrem priamych zrážok aktivizovala i voda vytekajúca z prameňa nad zosuvom. Na stabilizáciu zosuvu sa navrhla úprava odtoku z prameňa a povrchové odvodnenie telesa zosuvu, čo sa ukázalo ako postačujúce.

Na Sídlisku SNP vo Vranove nad Topľou sa na stabilizáciu svahov muselo použiť viac sanačných opatrení. Na porušených svahoch v rozlohe okolo 400 x 1000 m, ktoré tvorí neogénny íl s vložkami piesku a svahová ílovitá hlina, sa zistilo niekoľko starších potenciálnych, sčasti aktivizovaných zosuvov, ako aj niekoľko mladších aktívnych zosuvov. Šmykové plochy starších zosuvov siahajú do hĺbky 8–14 m, v spodnej časti aj do neogénnych sedimentov. Šmykové plochy v mladších aktívnych zosuvoch sa identifikovali v hĺbke 2 až 3 m. Na stabilizáciu územia boli navrhnuté (Grmanová, 1985) horizontálne odvodňovacie vrty, zásyp a oddrénovanie eróznej ryhy, povrchové odvodnenie plytkých aktívnych zosuvov, ako aj zaťažovací prísyp v akumulačnej časti starších aktivizovaných zosuvov.



Obr. 5. Odtrhová hrana aktívneho zosuvu v chatovej osade Dobrá.
Fig. 5. The scare edge of a landslide in the Dobrá cottage settlement.

Tab. 1

Zastúpenie zosuvov nestabilných, potenciálne nestabilných a stabilných území a výmoľov v percentách plochy na mapových listoch v mierke 1 : 50 000 a celého regiónu
Representation of landslides, unstable territories, relatively unstable territories, stable territories and washout channels in percentage of the area on map sheets 1 : 50 000 and of the whole region ground plane

Mapový list	Zosuvy [%]										Rajonizácia stability územia [%]																Výmole [%]		
						I – nestabilné					II – potenciálne nestabilné							III – stabilné								Σ			
	Σ	AZ	UZ	SZ	Σ I+II	Σ	A	B	C	D	Σ	A	B	C	D	E	F	Σ	A	B	C	D	E	F	A/P	I	II	III
28-33 Giraltovce	10	1	7	2	25	7	5	–	–	2	18	12	–	3	2	1	–	75	67	–	2	2	4	–	3 0.2/2.8	0.2	1.5	1.3
38-11 Soľ	12	2	7	3	28	8	6	–	1	1	20	16	0.5	1	0.5	2	–	72	22	1	13	18	18	–	3 1.5/1.5	1	1	1
28-34 Radvaň	15	1	9	5	22	6	5	–	–	1	16	14	–	–	2	–	–	78	75	–	–	2	1	–	1 0.5/0.5	0	0.5	0.5
38-12 Humenné	10	1	6	3	27	11	8	–	1	2	16	12	–	0.5	3.4	–	0.1	73	33	–	20	5	14	1	3.5 1.3/2.2	1.5	1	1
38-21 Snina	13	–	9	4	24	7	4	0.5	0.5	2	17	10	–	1	5	1	–	76	28	–	24	18	6	–	2.5 0.5/2.0	1	1	0.5
Región	12	1	7.6	3.4	25.2	7.8	5.6	0.1	0.5	1.6	17.4	12.8	0.1	1.1	2.5	0.8	0.1	75	45	0.2	12	9	8.6	0.2	2.6 0.8/1.8	0.74	1	0.86

AZ – aktívne zosuvy, UZ – upokojené zosuvy, SZ – stabilizované zosuvy, A až F – typy podrajónov (podľa typu horninového prostredia). Výmole: A – aktívne, P – potenciálne, I – v nestabilných územiach, II – v potenciálne nestabilných územiach, III – v stabilných územiach

AZ – active landslides, UZ – potential landslides, SZ – stabilized landslides, A to F – types of zones (according to rock environment types). Washout channels: A – active, P – potential, I – in unstable territories, II – in relatively unstable territories, III – in stable territories

Príklad sanácie svahu pri Novej Kelči, porušeného v dôsledku zriadenia vodnej nádrže Domaša, uvádza Grmanová (1988). Horninové prostredie tu tvorí paleogénne belovežské súvrstvie s prevahou ílovcov nad pieskovcami – v povrchovej časti v hrúbke 2–6 m zvetrané a prehnietené (miestami až povahy ílovitej zeminy s úlomkami) a svahová ílovitá hlina a íl s úlomkami pieskovca v hrúbke 1 až 4 m. Po napustení vodnej nádrže sa tu najprv aktivizoval starý zosuv so šmykovou plochou v hĺbke 4–10 m a neskôr vznikli nové, plytšie zosuvy, ktoré porušili aj miestnu komunikáciu. Na stabilizáciu svahu bol navrhnutý stabilizačný prísyp (ktorý má súčasne chrániť pätu svahu proti abrázii) a zníženie hladiny podzemnej vody povrchovým i hĺbkovým odvodnením.

V rokoch 1998 až 2000 sa narušila stabilita svahov nad vodnou nádržou Domaša i v chatovej osade Dobrá, kde bolo poškodených niekoľko chát a príjazdová cesta (Grman et al., 2000). Územie budujú paleogénne strihovské vrstvy tvorené pieskovcom s polohami ílovca a eluviálno-deluviálny pokryv hrubý od 2–3 m do 10–15 m z ílu a piesčitého ílu s úlomkami hornín.

V roku 1998 sa pohyby prejavili trhlinami, ktoré čiastočne porušili chaty aj komunikáciu. Na jar v roku 1999 pri topení snehu na svahu opäť nastali pohyby, miestami až o 5 m, a bola porušená i cesta v spodnej časti svahu v dĺžke približne 140 m. Pri povodni 3. až 9. marca 1999 stúpla hladina Domaše o 3,62 m, čo tiež prispelo k aktivizácii pohybov. Náhle oživenie pohybov nastalo na jar roku 2000, keď stúpla hladina vody v nádrži aj podzemnej vody. V zosuve vzrástla rýchlosť pohybov, objavili sa nové trhliny a nastal posun aj v oblasti odtrhovej hrany (obr. 5). Okrem odvodnenia a úpravy povrchu zosuvu sa na sanáciu svahu nad odlučnou hranou zosuvu navrhol zárubný múr založený na pilótach prichytený kotvami v dĺžke 15 m. V dolnej časti svahu sa na zamedzenie abrázie navrhol zásyp brehov lomovým kameňom. Pri sanácii cesty sa navrhla úprava pozdĺžneho rigolu a priepusty.

Ako príklad nevhodnej stabilizácie možno uviesť už spomenutý zárez železnice pri Strážskom, situovaný v potenciálne nestabilnom území s výskytom dvoch menších starých zosuvov. Zárez bol pôvodne chránený 2 až 8 m vysokým múrom s drenážou a na zabezpečenie stability svahu sa tu realizovalo 13 subhorizontálnych vrtov, ale tie v prevažne ílovitých a slienitých sedimentoch neogénu mali len nepatrnú účinnosť (0,03–0,04 l/s). Drenáž časom prestala byť funkčná a na dvoch miestach

sa porušil „oporný múr", ktorý nebol vybudovaný ako zárubný, ale ako obkladový. Na dodatočné zabezpečenie stability zárezu bola navrhnutá pilótová stena a odvodňovací rigol (Ondrejka, 1990).

Mapa relatívnej náchylnosti územia na svahové deformácie

Na súborné hodnotenie stability svahov v regióne sa v rámci úlohy riešenej pre MŽP SR zostavila v mierke 1 : 50 000 *Mapa relatívnej náchylnosti územia k svahovým deformáciám*. V súlade so smernicou na tvorbu máp tohto typu (MŽP, 1999) sa pri jej zostavovaní vzali do úvahy všetky uvedené faktory a na ich základe sa územie rozdelilo do troch rajónov – rajónu nestabilných území, rajónu potenciálne nestabilných území a rajónu stabilných území. Metodika ich vyčleňovania je pri charakteristike jednotlivých rajónov.

Podrajóny sa v mape vyčlenili v súlade so smernicou podľa rozdielnej geologickej stavby. Rozdeľujú sa do dvoch skupín a ôsmich typov. Do prvej skupiny patria územia, v ktorých blízko k povrchu vystupujú horniny predkvartérneho podkladu (hrúbka kvartérneho pokryvu v nich neprekračuje 5 m). Do druhej skupiny sú začlenené územia, v ktorých hrúbka kvartérneho pokryvu prekračuje 5 m. Povaha horninového prostredia a príslušnosť do skupiny sú zrejmé z názvov podrajónov. Podkladom na vyčlenenie podrajónov bola *Mapa inžinierskogeologickej rajonizácie* Vojtaška (2002), vytvorená v rámci rovnakej úlohy.

Rajóny sú na mape označené symbolom (I, II, III) a farbou plochy, podrajóny symbolom (A – F) a šrafou znázorňujúcou typ horninového prostredia. Pre veľkú premenlivosť horninového prostredia a lokálnu kumuláciu výskytu ostatných javov zobrazovaných v mape nebol prvý variant mapy dobre čitateľný, a tak sa mapa utvorila na dvoch listoch. List A obsahuje svahové deformácie, erózne a abrázne javy, významné tektonické línie a hydrogeologické údaje, list B typy horninového prostredia a tektonické poruchy. Obidva listy obsahujú aj vyčlenené rajóny a podrajóny, pričom v liste A sú podrajóny vymedzené hranicami a označené veľkými písmenami a v liste B plošným rozsahom príslušnej šrafy typov predkvartérnych a kvartérnych hornín. Zobrazenie rajónov a podrajónov na obidvoch listoch umožňuje posudzovať vzťahy medzi stabilitou územia a geodynamickými javmi (list A) a medzi stabilitou územia a geologickou stavbou (list B).

Okrem sprievodnej správy je súčasťou dokumentácie mapy v tabuľkovej forme spracovaná charakteristika vyčlenených rajónov a podrajónov. Tá okrem označenia územných jednotiek rajonizácie obsahuje schematický typový rez územím podrajónov, charakteristiku inžinierskogeologických pomerov, prognózu vývoja svahových porúch a informáciu o možnostiach využívania územia.

Podľa opísanej metodiky bolo do rajónu nestabilných území zaradených 7,8 %, do rajónu potenciálne nestabilných území 17,4 % a do rajónu stabilných území okolo 75 % plochy regiónu (tab. 1). Najväčšie zastúpenie (11 %) majú nestabilné územia na mape v mierke 1 : 50 000 list 38-12 Humenné a potenciálne nestabilné územia na liste 38-11 Soľ (20 %). V území zobrazenom na liste 38-12 (najmä vo Vranove nad Topľou) bolo treba v minulosti urobiť i najviac sanačných opatrení.

Charakteristika vyčlenených rajónov a podrajónov

Rajón nestabilných území

Do rajónu nestabilných území sa začlenili tie časti regiónu, v ktorých sa pre nepriaznivé geologické a geomorfologické pomery a pôsobenie ďalších prírodných faktorov vyskytujú svahové deformácie vo väčšom rozsahu. Jestvujúce aktívne alebo upokojené svahové poruchy na území rajónu sa pôsobením týchto faktorov často aktivizujú a rozširujú, alebo vznikajú i nové zosuvy a zemné prúdy. Ako príklad možno uviesť upokojený zosuv pri sz. okraji obce Myslina, v ktorom sa na nestabilnom území pri extrémnych zrážkach vytvoril zemný prúd. Podľa geologickej stavby sa v rajóne vyčlenili podrajóny:

- na poloskalných a skalných horninách paleogénu a mezozoika (I A)
- na jemnozrnných sedimentoch neogénu (I B)
- na úlomkovitých kvartérnych sedimentoch (I C)
- na jemnozrnných kvartérnych sedimentoch (I D)

Nestabilné územia sú v regióne najmä tam, kde predkvartérne podložie tvoria poloskalné alebo striedajúce sa skalné a poloskalné horniny paleogénu a mezozoika (zriedka i neogénu), pričom na podrajón, v ktorom deluviálny pokryv neprekračuje hrúbku 5 m (I A), pripadá až 5,6 % plochy, a na podrajón I D, s hrúbkou jemnozrnných delúvií vyše 5 m, 1,6 % plochy regiónu. Zastúpenie podrajónu I B a I C je nepatrné (tab. 1). Výmoľová erózia postihuje v priemere 0,74 % plochy rajónu, pričom najvyššie zastúpenie majú erózne ryhy zobrazené na liste Humenné (1,5 %).

Je vhodné územie rajónu ponechať ako prírodnú zalesnenú krajinu s regulovanou ťažbou dreva alebo ako lúky. Ako pasienky sa dá využívať iba pri zamedzení devastácie

Obr. 6. Upokojený zosuv v nestabilnom území na S od Turian nad Ondavou ohrozujúci cestu aj kríž.

Fig. 6. A potential landslide endangering the road and crucifixion in an unstable territory north of the Turany nad Ondavou village.

porastu a povrchového pôdneho horizontu, lebo to by mohlo viesť k zvýšenej infiltrácii zrážok do nestabilných svahov. Z rovnakých príčin sa neodporúča využívať územie na rastlinnú výrobu. Výstavba na území regiónu je možná iba po preventívnych alebo sanačných opatreniach, ale tie miestami môžu byť (najmä v podrajóne I D) veľmi nákladné. Cesty budované bez preventívnych opatrení sú v tomto regióne často ohrozované svahovými pohybmi (obr. 6).

Rajón potenciálne nestabilných území

Do rajónu potenciálne nestabilných území patria územia s menším výskytom svahových deformácií alebo aj bez nich, v ktorých sa podobne ako pri predchádzajúcom rajóne ako dôsledok nepriaznivej geologickej stavby, geomorfologických pomerov a intenzívneho pôsobenia niektorého z ďalších prírodných faktorov alebo nepriaznivých zásahov človeka do svahov môžu aktivizovať zosuvy alebo vznikať nové svahové deformácie.

V závislosti od geologickej stavby sa v rajóne potenciálne nestabilných území vyčlenili podrajóny:

- na poloskalných a skalných horninách terciéru a mezozoika (II A)
- na jemnozrnných sedimentoch neogénu (II B)
- na úlomkovitých kvartérnych sedimentoch (II C)
- na jemnozrnných (súdržných) kvartérnych sedimentoch (II D)
- na striedajúcich sa nesúdržných a súdržných kvartérnych sedimentoch (II E)
- na navážkach odpadu (II F)

Potenciálne nestabilné územia zaberajú až 17,4 % z celkovej plochy regiónu, pričom prevládajú podrajóny typu II A (tab. 1). Najväčšie zastúpenie (16 %) majú na liste 38-11 Soľ. Ostatné podrajóny sú na mapových listoch zastúpené od 0,5 do 5 %. Najmenšiu plochu zaberá podrajón II F vyčlenený vo Vranove nad Topľou. Ide o navážku odpadu na svahovej hline v nadloží paleogénnych flyšových hornín. V tomto území treba vykonať preventívne stabilizačné opatrenia, najmä prekaziť infiltráciu vody do skládky a jej podložia. V opačnom prípade hrozí zosuv ohrozujúci okrem skládky aj blízke stavebné objekty.

Výmoľová erózia postihuje v rajóne okolo 1 % jeho rozlohy a najvyššie zastúpenie (1,5 %) má na liste 28-33 Giraltovce. Na zamedzenie jej vzniku alebo aktivizácie je vhodné v častiach rajónu, v ktorých je ohrozené životné prostredie, urobiť preventívne opatrenia (úprava povrchu, pokrytie vegetáciou a pod.)

Je vhodné využívať územie rajónu na lesohospodársku výrobu, prípadne ako lúky a pasienky. Treba však vylúčiť nadmernú ťažbu dreva a intenzívne spásanie porastu, lebo v kombinácii s nepriaznivými prírodnými podmienkami by to mohlo viesť k aktivizácii svahových pohybov. Prípadnú rastlinnú výrobu je vhodné regulovať tak, aby v zrážkovom období nezostávalo územie bez porastu. Výstavbu treba prispôsobiť zníženej stabilite územia alebo vykonať i preventívne stabilizačné opatrenia a zamedziť nadmernému prevlhčovaniu zemín.

Rajón stabilných území

Rajón stabilných území tvoria časti regiónu, v ktorých nie sú svahové deformácie a geologické pomery s ostatnými prírodnými faktormi – pri ich súčasnom stave alebo aktivite – vznik svahových deformácií neumožňujú, ale svahové pohyby môžu vznikať pri nevhodne naprojektovaných zásahoch do svahov. V závislosti od geologickej stavby sa v rajóne vyčlenili podrajóny:

- na poloskalných a skalných horninách terciéru a mezozoika (III A)
- na jemnozrnných, ojedinele i štrkovitopiesčitých sedimentoch neogénu (III B)
- na štrkovitopiesčitých (nesúdržných) kvartérnych sedimentoch (III C)
- na jemnozrnných (súdržných) kvartérnych sedimentoch (III D)
- na striedajúcich sa nesúdržných a súdržných kvartérnych sedimentoch (III E)
- na organických sedimentoch (III F)

Rajón stabilných území zaberá približne 75 % rozlohy regiónu. Najčastejšie sa vyskytuje podrajón III A (45 %). Ostatné podrajóny sú zastúpené podstatne slabšie (tab. 1), ale to neznamená, že územia, v ktorých podložie deluviálnych pokryvov v hrúbke menšej než 5 m tvoria poloskalné a skalné horniny terciéru a mezozoika, sú najstabilnejšie. Vyplýva to z celkovej geologickej stavby územia, v ktorom tieto horniny majú najväčšie plošné zastúpenie. Z porovnania relatívneho zastúpenia nestabilných a potenciálne nestabilných území so stabilnými (v pomere zastúpenia jednotlivých typov geologickej stavby) je zrejmé, že práve v podrajónoch typu A je relatívne zastúpenie stabilných území najmenšie.

Lokálne sa stabilita svahov na území rajónu narúša ako dôsledok nevhodných zásahov človeka. Medzi najčastejšie príčiny patrí podkopanie, nadmerné zaťaženie svahov alebo prevlhčenie zeminy vo svahoch. Vo výkopoch a v zárezoch na stabilitu nepriaznivo pôsobí aj zvetrávanie a objemové zmeny hornín. V podrajónoch typu III C alebo III E sa môžu porušiť svahy stavebných jám alebo stavieb v ich okolí aj sufóziou.

Záver

Vytvorená mapa relatívnej náchylnosti územia na svahové deformácie je komplexným obrazom priestorového rozmiestnenia svahových deformácií a eróznych i abrázných javov v opisovanom území. Spolu s rozčlenením regiónu podľa náchylnosti na svahové pohyby na nestabilné, potenciálne nestabilné a stabilné územia poskytuje informácie o možnostiach a podmienkach využívania územia na rozličné hospodárske účely, ako aj o možnom vývoji svahových porúch ako dôsledku prirodzeného vývoja aj nevhodných zásahov človeka. Ekonomický význam informácií je v možnosti ich priameho zužitkovania pri územnom aj krajinnoekologickom plánovaní, ako aj pri projektovaní a realizácii stavieb a sanačných opatrení potrebných na prekazenie nežiaduceho rozvoja

svahových pohybov. Informácie sa dajú dobre využiť aj v regionálnych havarijných plánoch v osídlených oblastiach, a to najmä v súvislosti s možným vznikom alebo aktivizáciou zosuvov pri extrémnych zrážkach a povodniach.

Na zachovanie stability územia je nevyhnutné dodržiavať podmienky jeho využívania uvedené v predchádzajúcej kapitole. Pre súčasné extrémne zrážkové pomery treba zvýšenú pozornosť venovať najmä jestvujúcim aktívnym a potenciálnym zosuvom na urbanizovaných územiach a v nárazových brehoch vodných tokov, ktoré by za istých nepriaznivých okolností mohli zosuvy aj prehradiť. Osobitnú pozornosť si vyžadujú aj brehy a svahy vodnej nádrže Veľká Domaša, ktoré v súčasnosti narúša abrázia a vyššie zrážky. V týchto územiach by bolo vhodné vykonať doplnkový inžinierskogeologický prieskum.

Literatúra

Atlas Slovenskej socialistickej republiky (1980). *Bratislava, SAV*

Grman, D., Wanieková, D., Bajo, I. & Karoľ, J., 2000: Vodná nádrž Domaša, stredisko Bogárka – havarijný zosuv. *Geokonzult, a. s., Košice.*

Grmanová, V., 1985: Vranov nad Topľou – sídlisko SNP – zosuv. *IGHP, n. p., Žilina, závod Košice.*

Grmanová, V., 1988: Nová Kelča – stabilitné posúdenie a návrh sanácie miestnej komunikácie. *IGHP, n. p., Žilina, závod Košice.*

Hrašna, M. & Holzer, R., 2002. Súbor máp geologických faktorov životného prostredia regiónu Vranov – Humenné – Strážske. Mapa náchylnosti územia k svahovým deformáciám. *MŽP SR, Geocomplex, a. s., Bratislava*

Jánoš, J., 1998: Snina – Palenčiarska – zosuv. *Geoconsult, a. s., Košice.*

Kaličiak, M., Baňacký, V., Jacko, S., Janočko, J., Karoli, S., Molnár, J., Petro, L., Spišák, Z., Vozár, J. & Žec, B., 1988: Geologická mapa Slanských vrchov a Košickej kotliny-severná časť. *Bratislava, GÚDŠ.*

Matula, M. & Pašek, J., 1986: Regionálna inžinierska geológia ČSSR. *Bratislava, Alfa.*

Modlitba, I., Jánová, V., Lobík, M., Vančíková, I., Petro, L. & Spišák, Z., 1988: Registrácia svahových deformácií v roku 1988. Čiastková záverečná správa Inžinierskogeologický výskum vybraných oblastí SSR, čas riešenia: 1984–1988. *Bratislava, GÚDŠ.*

Modlitba, I., Jánová, V., Kováčik, M., Krippel, M., Petro, L., Spišák, Z., Vančíková, I., Iglárová, L., Lobík, M., Šarík, M. & Ondrášik, M., 1991 Výsledky registrácie svahových deformácií na území Slovenska v roku 1991 Výskum geologických faktorov životného prostredia. *Bratislava, GÚDŠ.*

Ondrejka, J., 1982: Skrabské-kameňolom – zosuv. *IGHP, n. p., Žilina, závod Košice.*

Ondrejka, J., 1990: Prešov – Strážske – svahové poruchy. *IGHP, š. p., Žilina, závod Košice.*

Sláma, M., Tunega, O., Halešová, A. & Černák, D., 1982. Vranov nad Topľou – havarijný zosuv, orientačný IGP *IGHP n. p., Žilina, závod Košice.*

Smernica MŽP z 25. júna 1999 číslo 3/99-3 na zostavovanie a vydávanie inžiniersko-geologických máp v súbore máp geologických faktorov životného prostredia v mierke 1 : 50 000. *Vest. MŽP, čiastka 6.*

Vass, D., Began, A., Kahan, Š., Köhler, E., Krystek, I., Lexa, J. & Nemčok, J., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR. *Bratislava, GÚDŠ.*

Vojtaško, I., 2002: Súbor máp geologických faktorov životného prostredia regiónu Vranov – Humenné – Strážske. Mapa inžiniersko-geologickej rajonizácie 1 : 50 000. *MŽP SR, Geocomplex, a. s., Bratislava.*

Wanieková, D., Pakostková, G., Cuninka, M., Halešová, A., Karoľ, J. & Krajňák, M., 1989: Vranov – inžinierskogeologická mapa 1 : 10 000. *Košice, IGHP*

Wanieková, D., Grmanová, V., Halešová, A. & Szabová, A., 1996: Snina – Humenné – inžinierskogeologická mapa 1 : 10 000. *Košice, Geoconsult.*

Žec, B., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko, S. ml., Karoli, S., Baňacký, V., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, L. & Spišák, Z., 1997: Geologická mapa Vihorlatských a Humenských vrchov 1 : 50 000. *Bratislava, GSSR*

Slope failures in the Vranov nad Topľou–Humenné–Strážske region

The territory of the region is situated in NE part of Slovakia and covers an area of the extent about 900 km^2. Its areal extension on the maps sheets 1 : 50 000 is shown in Fig. 1. Landslides of various type, extent, shape and thickness were developed in the region during Pleistocene and Holocene ages. They occur on 12 % of the territory extent, mainly on slopes with the gradient from 8° to 14°, locally about 6° as well. Majority of landslides represents potential (7.6 %) or stabilized (3.4 %) ones. Active landslides take about 1 % of the area. Inside some landslides there have been developed earthflows. Landslides occur mainly on the slopes where Paleogene and Cretaceous mudstones, shales and flyschoid sediments form the pre-Quaternary underlier. In a lesser extent they occur on slopes built up by Neogene clayey-silty and sandy sediments. The slopes are covered by eluvial-deluvial loamy and loamy-stony debris with a thickness of 2–15 m; sporadically to 25 m. Slip surfaces of landslides are usually at the contact of Quaternary and pre-Quaternary rocks. But somewhere they were developed in mouldered pre-Quaternary rocks or inside Quaternary soils. The residual friction angle of soils fluctuates usually from 10° to 15°.

Besides geological structure and angle of the slopes, climatic, hydrologic, hydrogeological and geodynamic factors take place in the process of sliding. Land-use and character and state of vegetation have an important role as well. The territory was divided according to these factors and occurrence of landslides into stable (75 %), relatively stable (17.4 %) and unstable (7.6 %) zones. Subzones were delimited according to thickness and spatial arrangement of soils/rocks types occurring near the surface and have been marked as A to F types (rock environment types).

Unstable and relatively unstable territories take largest parts of the area in subzones of the type A, where deluvial soils in a thickness less than 5 m cover flyschoid sediments of the Paleogene and Cretaceous ages. In a lesser extent they were delimited in subzones of the type D, where the rock environment is of a similar type but the thickness of deluvial soils is more then 5 m. Their presence in other types of subzones is of smaller importance (see Tab. 1).

The gully erosion takes place mainly in the same rock environment types as the landslides. Washout channels ocur on about 2.6 % of the total region territory (Tab. 1). These

ones, which undercut the slip surfaces drain the soils in landslides and support the stability of slopes. Shallower ones bring water to landslide bodies and contribute to slope movements. Washout channels arise often at the same time as landslides making use of scare edges and cracks in landslides (Fig. 2).

Another process inducing slope movements in the region is abrasion, which takes place along shores of the Veľká Domaša water reservoir. A wave-cut platform and cliff at the western side of the water reservoir are shown in Fig. 3. On the same side, in the Dobrá cottage settlement, there was activated a landslide, which damaged some cottages. In that case extreme precipitations in spring of the year 2000 were the triggering factor, besides abrasion. The scare edge of the landslide can be seen in Fig. 5.

An example of unsuitable land-use is shown in Fig. 4. In a relatively unstable territory, in NW part of the Vranov nad Topľou town, there were built some villas, which caused activation of slope movements. Building roads without stabilization measures, mainly in unstable territories, caused many landslides in the region, as well. An example of the landslide endangering the road and crucifixion is shown in Fig. 6.

As sufficient stabilization measures the surface and subsurface methods of dewatering in the region have been mostly used. But sometimes had to be used stabilizing fills or retaining walls, as well.

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 65–74

Deterministický prístup pri hodnotení hazardu ľubietovského zosuvu

RÓBERT JELÍNEK

Štátny geologický ústav D. Štúra, Kynceľovská 10, 974 01 Banská Bystrica; jelinek@gssrbb.sk

(Doručené 21. 1. 2004, revidovaná verzia doručená 31. 5. 2004)

Deterministic approach for hazard assessment in the Ľubietová landslide

The deterministic approach of hazard assessment is proposed and practical application is shown in the Ľubietová landslide in the Neogene volcanic region. Collection of hydrological parameters about change in pore water pressure on the potential slip surfaces, geotechnical data, such as internal friction angle, cohesion, unit weight and geomorphologic data are required for using a specific mathematical model and safety factor calculation. Understanding of potential failure mechanisms is also needed to calculate different scenarios of the landslide instability. A standard GIS tool was used for data manipulation and to achieve a final hazard assessment map.

The objective of this paper is to provide a general principle for using deterministic analysis of landslide hazard assessment in an individual site. Furthermore, we intended to demonstrate a practical application of the analysis with a limited investigation data.

Key words: Ľubietová, landslide hazard assessment, deterministic analysis, safety factor, GIS

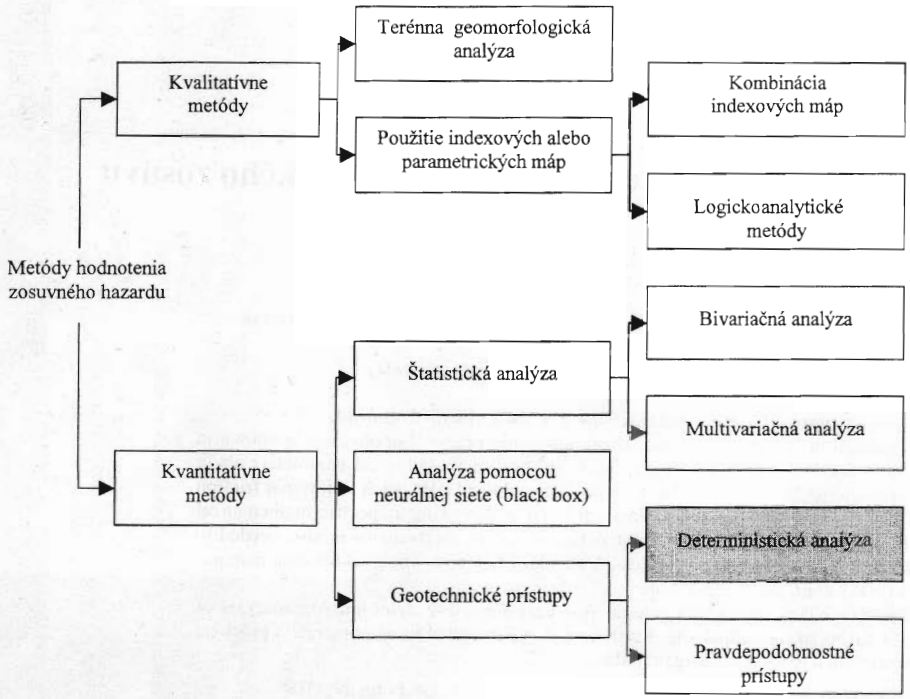
Úvod

Napriek ustavičnému pokroku v identifikácii, hodnotení a predpovedaní svahových pohybov sa ich riziko v celosvetovom meradle stále zvyšuje a sú obavy, že tento trend bude naďalej pokračovať. Príčinou je rastúca urbanizácia, rozvoj v oblastiach bohatých na svahové pohyby, pokračujúce odlesňovanie, ako aj zvyšovanie zrážok pod vplyvom zmien klimatických podmienok (Dai et al., 2002). Pomocníkom pri riešení stabilitnej problematiky území perspektívnych z hľadiska rozvoja technosféry sú aj rozličné mapy hazardu, a to najmä pri hodnotení a predpovedaní s tým spojeného rizika. Literatúra už opísala rad metód a foriem výskumu aplikovateľných pri hodnotení zosuvného rizika na konkrétnom zosuve alebo istých regiónov. Najucelenejší prehľad hodnotenia hazardu a rizika zosúvania podáva Aleotti a Chowdhury (1999), ktorí vo všeobecnosti vyčleňujú dve základné skupiny metód – kvalitatívne a kvantitatívne. Ich základná schéma rozdelenia metód hodnotenia zosuvného hazardu je na obr. 1.

Kvalitatívne metódy vychádzajú zo skúsenosti expertov hodnotiacich zosuvné riziko priamo v teréne alebo z kombinácie indexových máp, nepriame kvantitatívne metódy sú založené na štatistickej analýze, geotechnickom prístupe a najnovšie na analýze pomocou neurálnej siete. Štatistické metódy analyzujú vzťah medzi výskytom jestvujúcich zosuvov a relevantnými faktormi ich vzniku, ako je litologická stavba, sklon svahu, zrážkové pomery, vegetačná pokrývka a i., pričom vytvárajú hodnotiaci index a na jeho základe predpovedajú zosuvné riziko pre okolité oblasti. Tieto metódy sa často používajú pri hodnotení náchylnosti územia na zosúvanie. Ako príklad možno uviesť práce van Westena et al. (1993), Carraru et al. (1995) a i. Na Slovensku sa podobnými aplikáciami s využitím systému GRASS-GIS zaoberá Pauditš a Bednarik (2002) alebo všeobecne Pauditš (2003). Geotechnické hodnotenie možno vykonávať výpočtom stupňa bezpečnosti v rámci deterministickej alebo pravdepodobnostnej analýzy. Pri neurálnych sieťach ide o umelý systém, ktorý môže riešiť „inteligentné" úlohy podobné tým, ktoré sa riešia ľudským mozgom.

Výber metódy závisí od požiadaviek projektu, mierky, kvality vstupných údajov, ako aj od dostupných finančných prostriedkov. V tejto práci používame deterministický prístup, ktorý vychádza z princípu pozorovaných geologických faktov, je logický a transparentný. V literatúre je pomerne málo podobných aplikácií (opisuje ich napr. Mongomery a Dietrich, 1994; Terlien, 1996; Zhou et al., 2003). Za modelovú lokalitu na aplikáciu deterministického prístupu sme vybrali územie známeho katastrofálneho zosuvu z roku 1977 v katastri Ľubietovej. Zosuv je podrobne preskúmaný a od roku 1993 ho monitoruje ŠGÚDŠ v rámci projektu Monitoring geologických faktorov životného prostredia SR, podsystém Zosuvy a iné svahové deformácie (Klukanová, 1998).

Významnú úlohu pri spracúvaní a dopĺňaní údajov, ako aj pri operáciách s nimi zohrávajú Geografické informačné systémy (ďalej GIS). GIS sa stali veľmi silným nástrojom podporujúcim celú tvorbu mapy hazardu vrátane interpolácie vstupných parametrov a v súčasnosti už



Obr. 1. Klasifikácia metód hodnotenia zosuvného hazardu podľa Aleottiho a Chowdhuryho (1999).

Fig. 1. Proposed classification of landslide hazard assessment methods by Aleotti and Chowdhury (1999).

nie sú iba nástrojom pre profesionálov, ale implementujú sa v rozličných odvetviach ľudskej činnosti a v širokej odbornej verejnosti.

Deterministická analýza pri hodnotení zosuvného hazardu

Deterministická analýza, ktorá sa niekedy označuje ako fyzikálny model (resp. ako *white-box model*), vychádza z fyzikálno-mechanických zákonov zachovania hmoty, energie, momentov a rovnováhy síl (Terlien, 1996). Vstupné fyzikálno-mechanické údaje používané v takomto modeli sa zisťujú laboratórnymi metódami alebo priamo v teréne. Metóda sa najčastejšie aplikuje na malé oblasti vo veľkej mierke s homogénnymi geomorfologickými a geologickými podmienkami. Pri malej a strednej mierke nie je spomenutá metóda vhodná pre nedostatok detailných vstupných údajov najmä o fyzikálno-mechanických vlastnostiach zeminy a o hĺbke hladiny podzemnej vody (van Westen, 1993).

V súčasnosti sa používajú rozličné deterministické modely, od najjednoduchších predstáv nekonečného svahu až po komplexné modely 3D. Van Westen (1993) uvádza tieto možnosti aplikácie GIS v deterministickom modelovaní:

– použitie nekonečného svahového modelu, pri ktorom sa bezpečnostný stupeň Sf počíta pre každú základnú bunku rastra samostatne,

– výber profilov a ďalších parametrických máp, ktoré sa exportujú do externých stabilitných modelov a

– vzorkovanie údajov v predurčených oblastiach a ich export do stabilitných modelov 3D.

Jediným modelom počítajúcim stabilitu svahu každej základnej bunky osobitne je nekonečný svahový model. Použitie modelu vyžaduje isté zjednodušenia, bez ktorých by bola metóda príliš komplikovaná, ťažko by sa ňou získavali hodnoverné výsledky. Uvažuje sa preto, že zosuvný materiál sa zošmykne pozdĺž rovinnej šmykovej plochy rovnobežnej s povrchom (Anderson a Richards, 1987) a jednotlivé vrstvy zeminy sa spoja do jednej vrstvy. Použitie modelu je limitované pri zosuvoch s plytšie uloženou šmykovou plochou (najčastejšie ide o plytké translačné zosuvy) alebo pri zosuvoch, pri ktorých je pomer hĺbky šmykovej plochy k dĺžke zosuvu menší ako 0,1 (Van Asch et al., 1992, in Terlien, 1996).

Na výpočet stupňa bezpečnosti v deterministickej analýze treba mať vstupné údaje o geomorfologických parametroch, hydrogeologických pomeroch, hĺbke šmykovej plochy a o fyzikálno-mechanických vlastnostiach zosuvného materiálu.

Geomorfológia svahu sa zvyčajne charakterizuje parametrami, ako je sklon, orientácia na svetové strany, výška, dĺžka a forma, a hydrogeologické pomery údajmi o hladine podzemnej vody. Monitoringom hĺbky hladiny podzemnej vody sa získavajú časové a priestorové údaje o tlaku vody v póroch na šmykovej ploche, ktorého zvýšenie je často spúšťacím mechanizmom zosuvu. Hĺbka šmykovej plochy sa pri deterministickej analýze translačného zosuvu zjednodušene rovná hrúbke zeminy postihnutej zosúvaním. Z mechanických charakteristík vstupujúcich do stabilitného modelu má najväčší význam uhol vnútorného trenia a súdržnosť. Tie sa najčastejšie zisťujú laboratórnymi metódami, ako je triaxiálna skúška, škatuľovým šmykovým prístrojom, kruhovým šmykovým prístrojom, alebo sa môžu určiť spätným výpočtom pri bezpečnostnom stupni Sf = 1. V stabilitných výpočtoch je možné použiť vrcholovú a reziduálnu šmykovú pevnosť alebo hodnoty nachádzajúce sa medzi nimi (Aleotti

a Chowdhury, 1999). Posledným potrebným údajom vyjadrujúcim fyzický stav horniny je objemová tiaž.

Zosuvný hazard sa v deterministickej analýze vyjadruje pomocou bezpečnostného stupňa Sf, ktorý predstavuje pomer súčtu vzdorujúcich síl k silám podporujúcim vznik poruchy. Ak je jeho hodnota menšia ako 1, indikuje možnosť vzniku svahového pohybu. Existuje mnoho spôsobov na vyjadrenie bezpečnostného stupňa. Chowdhury (1978) uvádza základný vzťah

$$S_f = \frac{c' + (\gamma\ \chi z \cos^2 \beta - u) \tan \phi'}{\gamma\ \chi z \sin \beta \cos \beta} \quad (1)$$

kde c' je efektívna súdržnosť (kPa alebo kN.m^{-2}), ϕ' efektívny uhol vnútorného trenia (°), γ objemová tiaž horniny (kN.m^{-3}), z hĺbka šmykovej plochy pod terénom (m), u tlak vody v póroch (kPa alebo kN.m^{-2}) a β sklon šmykovej plochy (°).

Tlak vody v póroch na šmykovej ploche možno určiť podľa rovnice

$$u = \gamma_w h \cos^2 \beta \quad (2)$$

kde u je tlak vody v póroch (kPa), γ_w objemová tiaž vody (10 kN.m^{-3}) a h výška hladiny podzemnej vody od šmykovej plochy (m).

Na zakomponovanie ďalších faktorov, ako je napr. vplyv zemetrasenia, možno použiť rozšírený vzťah podľa Montgomeriho a Dietricha (1994)

$$S_f = \frac{c + \cos^2 \beta \left[\rho_s g(D_p - D_w) + (\rho_s g - \gamma_w g) D_w\right] \tan \phi}{D_p\ \rho_s g \sin \beta \cos \beta} \quad (3)$$

kde ρ_s je objemová hmotnosť vlhkej zeminy (g.cm^{-3}), D_p hrúbka zeminy nad šmykovou plochou (m), D_w hrúbka nasýtenej zeminy nad šmykovou plochou (m) a g gravitačné zrýchlenie (m.s^{-2}).

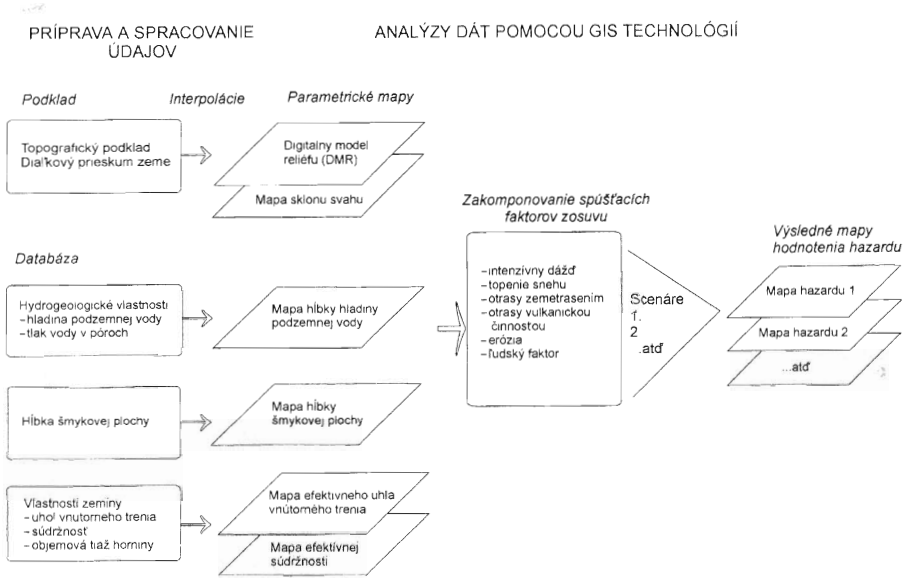
Metodika spracovania

Presnosť a spoľahlivosť výslednej mapy závisí od podrobného poznania študovanej oblasti, a hlavne od kvality vstupných údajov, ktorých získavanie je najdôležitejšou a zároveň najnákladnejšou časťou riešenia. Na tento účel je nevyhnutné získať všetky dostupné údaje predovšetkým z vrtných prác realizovaných počas inžinierskogeologických prieskumov. Zhromaždené údaje je potrebné prehodnotiť, prípadne overiť vzhľadom na ich možnú variabilitu a usporiadať do priestorovej databázy, ktorú je možné v prípade získania nových údajov aktualizovať.

Samotná metodika riešenia zahŕňa etapu prípravy a spracúvania údajov a ich analýzu ústiacu do tvorby výslednej mapy. Postupnosť krokov vyjadruje schéma na obr. 2.

Vhodný podklad je základom na vytvorenie korektného digitálneho modelu reliéfu (ďalej DMR). DMR je množina polohovo priradených údajov charakterizujúcich geometrické vlastnosti reliéfu (t. j. nadmorskú výšku a ďalšie morfometrické ukazovatele – sklon, orientáciu, krivosť reliéfu) vypočítaných na základe vstupných výškových bodov a vhodnej interpolačnej metódy. DMR možno generovať vektorizáciou vrstevníc z topografických máp, z údajov diaľkového prieskumu Zeme, geodetickým meraním alebo pomocou GPS (*Global Positioning System;* Šúri et al., 2003). Pre bežného používateľa GIS je pravdepodobne najdostupnejšia tvorba DMR digitalizáciou vrstevníc. Pri nej je veľmi dôležitá kvalita vrstevníc, ako aj správny algoritmus na tvorbu modelu, pretože DMR a jeho derivácie (mapa sklonu svahov) značne ovplyvňujú ďalšie analýzy (Carrara et al., 1995).

Na vytvorenie DMR alebo rastrovej parametrickej mapy z bodových údajov vo forme atribútov pomocou interpolácie nie je dokonalé riešenie, ale využíva sa rad techník s rozličnými matematickými algoritmami. Základom interpolácie je predpoklad, že body stojace bližšie pri sebe



Obr. 2. Schéma prípravných fáz tvorby mapy hazardu.

Fig. 2. Flowchart of the preparation and compiling phases for making hazard map.

majú zvyčajne podobnejšie hodnoty ako vzdialenejšie body (Terlien, 1996). Na interpoláciu možno použiť GIS softvéry s využitím rôznych algoritmov. Právoplatnosť každej metódy závisí od typu interpolovaných dát. Vybrať interpolačnú techniku, ktorá najlepšie reprezentuje hodnotené údaje v priestore, je pri tvorbe rastra najťažšia úloha. Veľkosť bunky rastra by mala byť taká veľká, aby umožnila zobraziť sledované javy v zvolenej mierke čo najpresnejšie.

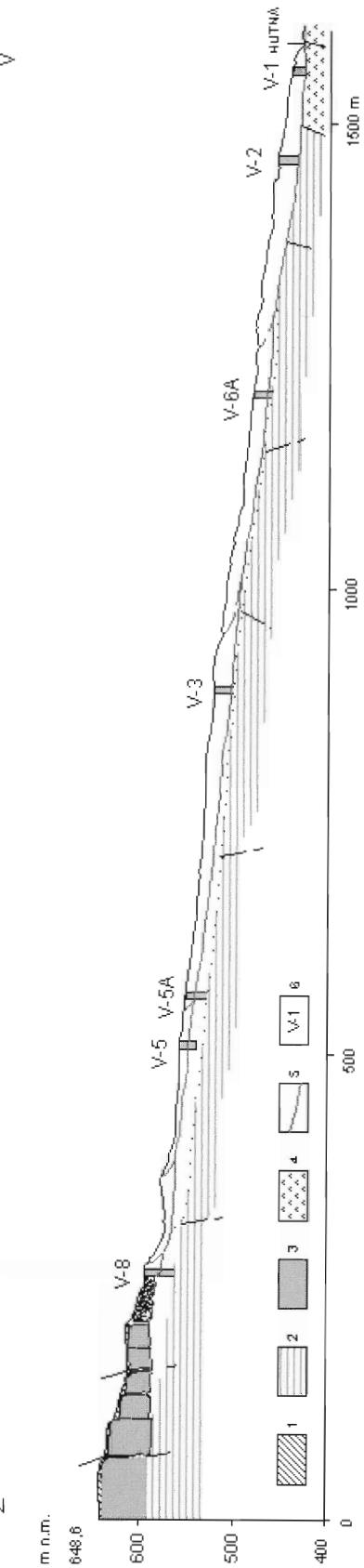
Na výpočet stupňa bezpečnosti pri deterministickej analýze sú potrebné vstupné parametrické mapy, ako je mapa sklonu svahu, hĺbky šmykovej plochy pod terénom, hĺbky hladiny podzemnej vody a mapy šmykových parametrov hornín a z nich jednoduchými matematickými operáciami možno získať výslednú mapu stupňa bezpečnosti. Na porovnávanie scenárov stability je nevyhnutné správne identifikovať mechanizmus zosuvu a podmienky jeho vzniku. Zosuvy sú výsledkom pôsobenia rozličných faktorov. Griffiths (1999), Popescu (2001), ako aj ďalší autori ich rozdeľujú na prípravné a spúšťacie. Prípravné sú dané geologickou stavbou, geometriou a orientáciou svahu. Typickým spúšťacím mechanizmom alebo impulzom uvádzajúcim zosuv do pohybu sú intenzívne zrážky, topenie sa snehu, otrasy spôsobené zemetrasením, vulkanickou erupciou, erózia alebo ľudská činnosť. U nás sú najčastejším spúšťacím mechanizmom zrážkové a teplotné anomálie, a to krátke a intenzívne dažde, pri ktorých vznikajú plytké zosuvy, alebo obdobia po dlhodobých daždoch a jarnom topení sa snehu, keď vznikajú alebo sa aktivizujú zosuvy s hlboko položenou šmykovou plochou. Podľa identifikovaného mechanizmu zosuvu možno simulovať vybrané scenáre stability, ako je napríklad vplyv stúpnutia hladiny podzemnej vody, a získať ďalšie mapy stupňa bezpečnosti. Vypočítané hodnoty stupňa bezpečnosti nemožno používať ako absolútne, ale slúžia hlavne na porovnávanie scenárov stability. Rovnako sa dá zistiť aj najnestabilnejšia časť študovanej oblasti. Reklasifikáciou máp stupňa bezpečnosti podľa tab. 1 možno získať výsledné mapy hodnotenia hazardu.

Tab. 1
Kategórie stupňa stability so zodpovedajúcim stupňom bezpečnosti
Degrees of stability according to ranges of the safety factor

Stupeň bezpečnosti	Stupeň stability
<1.0	Nestabilné podmienky
1 až 1.5	Podmienečne stabilné
>1.5	Stabilné podmienky

Aplikácia deterministickej analýzy na území ľubietovského zosuvu

Na overenie postupu sme ako modelovú lokalitu zvolili zosuv nachádzajúci sa na sz. okraji Ľubietovej na svahu Za viselník. Okolie Ľubietovej sa vyznačuje častým výskytom svahových pohybov, ktoré sa rozvinuli na okraji severného výbežku vulkanického masívu Poľana. Po obvode



Obr. 3. Inžinierskogeologický profil ľubietovského zosuvu (upravené podľa Fussgängera et al., 1978). 1 – polymiktný štrk (pliocén), 2 – ílovcové súvrstvie (paleogén/neogén), 3 – aglomerátový tuf – neogén, 4 – kremenec (spodný trias), 5 – šmyková plocha, 6 – piezometrické vrty

Fig. 3. Engineering geological cross-section of the Ľubietová landslide (according to Fussgänger et al., 1978 – simplified). 1 – polymict gravel (Pliocene), 2 – claystone complex (Paleogene/Neogene), 3 – agglomerate tuff (Neogene), 4 – quartzite (lower Triassic), 5 – slip surface, 6 – piezometric borehole.

horských svahov z vulkanických hornín nachádzame rozsiahle oblasti porušené svahovými pohybmi. Ich genézu opísal Malgot (1969, 1978), Fussgänger et al. (1978) a Vlčko (2002). Ide o prirodzenú premenu pohybov blokového typu na zosuvné pohyby po šmykových plochách. Z podložia blokov sa vytláča ílovitá zemina, zvetráva, postupne sa nasycuje podzemnou vodou, mení konzistenciu a po priťažení úlomkami hornín z rozpadnutých blokov sa dostáva do nerovnovážneho stavu. V takom prípade stačí aj minimálny impulz, napr. v podobe vyššieho zrážkového úhrnu, a akumulovaný materiál sa dostáva do pohybu.

Ľubietovský zosuv sa rozvíjal od februára do apríla 1977. Spúšťacím mechanizmom bola zrážková anomália od začiatku decembra 1976 do konca februára 1977, keď sa prekročil dlhodobý mesačný normál zrážok o 50 až 120 %. Vytvoril sa prúdový typ zosuvu a jeho horná časť sa rozdelila do troch samostatných odlučných oblastí. Hlavný, stredný prúd dosiahol dĺžku približne 1300 m a jeho maximálna šírka bola okolo 400 m (Nemčok, 1982). Výsledky inžinierskogeologického prieskumu územia s návrhmi sanačných opatrení zhŕňa práca Fussgängera et al. (1978). Zjednodušený inžinierskogeologický rez ľubietovským zosuvom s vyznačenými vybranými piezometrickými vrtmi je na obr. 3.

Geologická stavba územia ľubietovského zosuvu je z litologického aj tektonického hľadiska veľmi komplikovaná. Zosuvná hmota je v bezprostrednom kontakte s horninami mezozoika, paleogénu, neogénu a kvartéru. V podloží čela zosuvu vystupujú mezozoické horniny – vrstvy spodnotriasového hrubolavicovitého až masívneho kremenca patriace do krížňanskej tektonickej jednotky. Práve pevné horniny v akumulačnej časti zosuvu stlmili a usmernili pohyb zosúvajúcej sa hmoty a zabránili vzniku väčších škôd v obývanej časti obce. Paleogénne sedimenty flyšoidného charakteru (prevažne ílovec, prachovec a slieňovec s vložkami piesku až pieskovca) sa nachádzajú takmer pod celým telesom zosuvu. Súvrstvie sa zaraďuje do vrchného eocénu až spodného oligocénu. Neogénny vulkanickosedimentárny komplex (íl, tufit a piesok) tvorí podložie a okolie odlučnej a transportačnej časti zosuvu. Vulkanický komplex (prevažne aglomerátový tuf a tufit) vytvára mohutné bloky a blokové polia, ktoré lemujú zosuv zhora a z obidvoch strán. Polohy polymiktného štrku v najvyšších partiách svahu dotujú celý zosuv vodou. Významné sú viaceré proluviálne kužele prekrývajúce sedimenty potoka Hutná (štrk v hrúbke 1 až 3 m pokryté nesúvislou vrstvou náplavovej hliny). Deluviálne sedimenty (sutina a svahová hlina) dosahujú malú hrúbku, ale hrúbka zosuvného delúvia je 5 až 15, lokálne až do 30 m (Nemčok, 1982).

Analýza dát a hodnotenie výsledkov

Vstupné dáta pre tvorbu mapy hazardu na ľubietovskom zosuve sú z vrtov vyhĺbených pri inžinierskogeologickom prieskume (Fussgänger et al., 1978). Išlo o 11 piezometrických vrtov, čo je málo na výpočtovú analýzu a čo je typický problém pri aplikácii GIS. Napriek tomuto nedostatku sa údaje z piezometrických vrtov usporiadali do priestorovej bázy dát a použili pri tvorbe mapy hodnotenia hazardu. Treba si však uvedomiť, že za hodnoverné výsledky pri takýchto vstupných údajoch bude možno pokladať iba tie, ktoré sú z bezprostredného okolia vrtov resp. z priestoru zosuvu.

Na tvorbu mapy sklonu svahu sa vytvoril DMR a použil sa topografický podklad v mierke 1 : 2000. DMR sa tvoril pomocou digitalizovaných vrstevníc, ktorým sa priradil atribút nadmorskej výšky. Takto pripravená vrstva sa pretransformovala do programu Grid analyser 3.6 (Majtán, 2003) pracujúceho na platforme MapInfo Professional. Tento program pracuje s rastrovými aj s vektorovými údajmi a poskytuje dve interpolačné metódy – splajnovaciu (Yu, 2000) a interpoláciu pomocou vážených priemerov. DMR na ľubietovskom zosuve bol vytvorený pomocou splajnovacej metódy, ktorá umožňuje vysokú kvalitu interpolácie, flexibilitu, pracuje s neobmedzeným počtom vstupných parametrov, má aj rad ďalších výhod, a preto patrí medzi najpresnejšie metódy vhodné na environmentálne účely. Priestorové rozlíšenie výsledného rastra bolo na úrovni 1 m.

Splajnovacia interpolačná metóda sa použila aj na generovanie vstupných parametrických máp z bodových údajov vo forme atribútov a vytvorili sa mapy hĺbky hladiny podzemnej vody, mapa hĺbky šmykovej plochy pod terénom, mapa efektívnej súdržnosti a mapa efektívneho uhla vnútorného trenia.

Mapy hĺbky hladiny podzemnej vody

Jednou z najzákladnejších zložiek vstupujúcich do stabilitného modelu je tlak vody v póroch na predpokladanej šmykovej ploche. Na jeho výpočet podľa rovnice 2 treba mať údaje o hĺbke hladiny podzemnej vody.

Podzemná voda je na ľubietovskom zosuve rozhodujúcim činiteľom, a preto sme na sledovanie jej zmien využili režimové pozorovania z monitoringu lokality v rokoch 1996 až 2003. Vo všeobecnosti hladina podzemnej vody na tejto lokalite kolíše iba mierne, jej hladina výraznejšie stúpa hlavne na jar pri topení sa snehu a na jeseň po intenzívnych zrážkach. Výsledky režimového pozorovania vypočítané z 23 meraní a doplnené o počiatočný stav úrovne hladín zaznamenané pri inžinierskogeologickom prieskume zhŕňa tab. 2. Z nej je zrejmé, že pri niektorých vrtoch hladina v pozorovanom období výrazne poklesla (V-7, V-8 a V-4), kým pri iných (V-2, V-5A a V-6A) naopak stúpla.

Na zistenie zmeny stabilitného stavu ľubietovského zosuvu od inžinierskogeologického prieskumu (Fussgänger et al., 1978) sa stupeň bezpečnosti vypočítal pre

1) počiatočný stav hladín zistený pri inžinierskogeologickom prieskume (máme údaje zo všetkých vrtov) a

2) aritmeticky priemerný stav hladín na základe údajov z monitoringu.

Úroveň hladiny podzemnej vody sa v súčasnosti meria iba v ôsmich piezometrických vrtoch (z jedenástich), lebo pri nemeranom vrte V-3, V3-A a V-6 sa použili pôvodné údaje, čiže získané pri inžinierskogeologickom prieskume.

Tab. 2
Režimové pozorovania hĺbky hladiny podzemnej vody
Regime observations of the groundwater depth

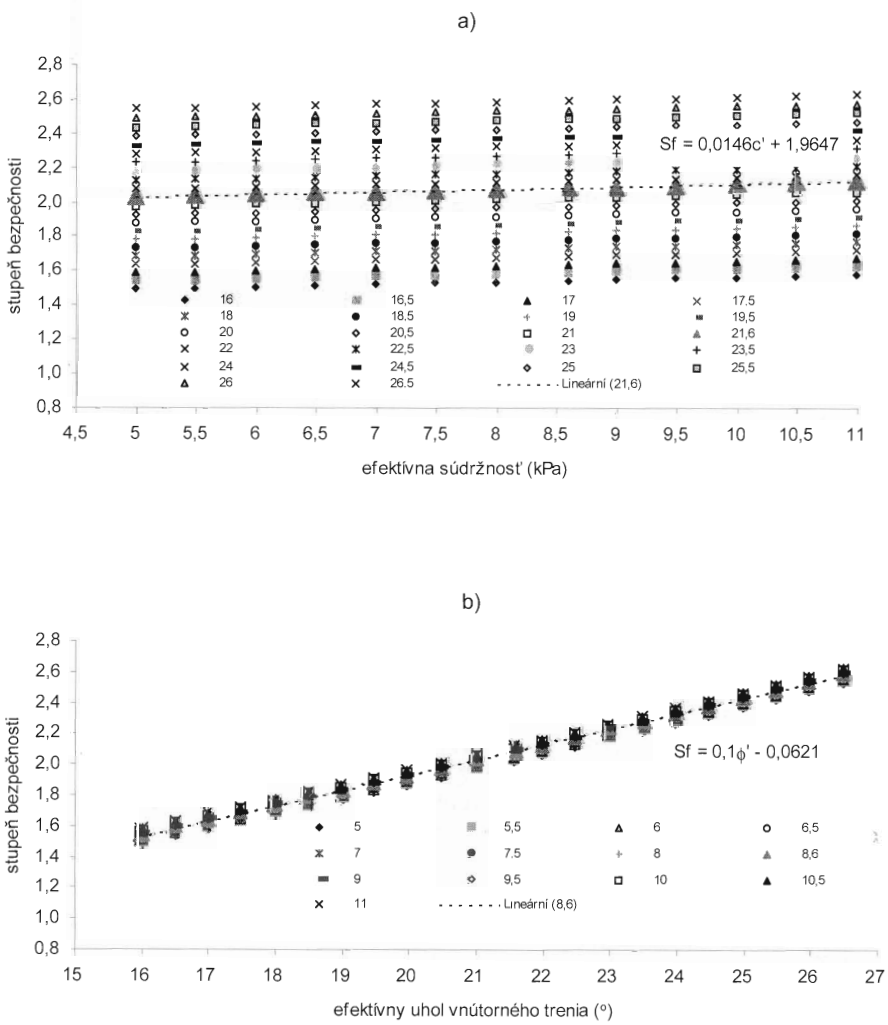
Hĺbka hladiny podzemnej vody v (m)	V-1	V-2	V-3	V-3A	V-4	V-5	V-5A	V-6	V-6A	V-7	V-8
minimálna	5,5	0.8	upchaté		5,9	3,7	0.1	upchatý	0.9	18,6	16,2
maximálna	8,6	3.7			7.9	5,4	2.3		3.1	30.4	17.7
v ariačné rozpätie	3,1	2.9			2,0	1,7	2,2		2.2	11.8	1.5
priemer za monitoring	7.9	2.0	3,0	3,0	6.8	4.4	1,3	2.8	1.5	23.1	17.0
počas ig prieskumu	8.2	7.2	3,0	3,0	2.9	3,8	2.6	2.8	3.0	5,3	5.0

Mapa hĺbky šmykovej plochy pod terénom

Podľa záznamov z vrtov inžinierskogeologického prieskumu bola šmyková plocha na kontakte materiálu zosuvného delúvia s neogénnym a paleogénnym ílom, tufitom alebo so spodnotriasovým kremencom v hĺbke od 12 do 17 m v akumulačnej časti zosuvu, v jeho strednej časti v hĺbke okolo 17 až 20 m a v najvrchnejšej lokálne až v hĺbke 30 m.

Mapa efektívnej súdržnosti a efektívneho uhla vnútorného trenia

Šmykovú plochu ľubietovského zosuvu tvorí íl a tufitický íl, ktoré vo všeobecnosti majú nepriaznivé fyzikálno-mechanické vlastnosti. Šmykové parametre týchto hornín sa určili v triaxiálnom prístroji a ich výsledné hodnoty s ďalšími štatistickými údajmi zhŕňa tab. 3.



Obr. 4. Výsledky analýz senzitivity na základe šmykových parametrov. a – stupeň bezpečnosti k efektívnej súdržnosti. b – stupeň bezpečnosti k efektívnemu uhlu vnútorného trenia.

Fig. 4. Results of the sensitivity analyses based on the shear strength parameters. a – safety factor versus effective cohesion, b – safety factor versus effective angle of internal friction.

Tab. 3
Mechanické parametre zosuvného materiálu použité pre stabilitný model
Mechanical parameters of the sliding materials used in the slope stability model

Parameter	Variačné rozpätie	Aritmetický priemer	Smerodajná odchýlka
c', kPa	5 až 11	8.6	1.97
ϕ', o	16,3 až 26,1	21,6	3,40

Variačné rozpätie sledovaných údajov poskytlo informáciu iba o rozptyle hodnôt, ale nie, aký vplyv má na celkový stupeň bezpečnosti, a preto sa v programe MS Excel vypočítala senzitivita šmykových parametrov na výslednú stabilitu svahu. Stupeň bezpečnosti podľa rovnice 1 a 2 sa vypočítal pre meniace sa šmykové parametre v intervaloch po 0,5 kPa resp. 0,5°. Výsledky analýzy senzitivity c' a ϕ' vo forme lineárnych závislostí znázorňuje obr. 4a, b.

Ako vidno z grafu efektívnej súdržnosti, mierny sklon priamky lineárnej závislosti naznačuje, že s rastúcou hodnotou c' rastie stupeň bezpečnosti iba mierne. Pre vybranú strednú hodnotu ϕ' 21,6° platí lineárny vzťah

$$S_f = 0{,}0146c' + 1{,}9647 \quad (4)$$

Rozdielna situácia je pri senzitivite efektívneho uhla vnútorného trenia, kde sa s meniacou hodnotou ϕ' prudko mení aj stupeň bezpečnosti. Pre c' = 8,6 kPa platí

$$S_f = 0{,}1\phi' - 0{,}0621 \quad (5)$$

Na základe analýz senzitivity možno konštatovať, že výsledný stupeň bezpečnosti zosuvu najviac závisí od zmien hodnoty efektívneho uhla vnútorného trenia.

Posledným parametrom vstupujúcim do stabilitného výpočtu je tiaž horniny. Vyjadrila sa jednou hodnotou pre celú zosuvnú oblasť, pretože nevýznamný rozptyl má na celkovú predpokladanú stabilitu malý vplyv.

Výsledné mapy hazardu

Stupeň bezpečnosti sa vypočítal kombináciou pripravených parametrických máp v gridovskom kalkulátore programu Grid analyser 3.6. Ide o veľmi užitočný nástroj, ktorý umožňuje vytvoriť matematické operácie neobmedzeného množstva rastrov. Mapy hazardu dvoch hodnotených scenárov stability a reklasifikované výsledky podľa tab. 1 sú na obr. 5.

Pre situovanie vrtov sa za hodnoverné dajú pokladať iba výsledky z priestoru zosuvu. Okrajové časti mimo hranice zosuvu sa nebrali do úvahy, lebo tam vznikajú najväčšie chyby spôsobené nepresnosťou interpolácie resp. extrapolácie.

Ako sme už spomenuli pri opise deterministickej analýzy, výsledné hodnoty stupňa bezpečnosti nie sú jej prvoradým cieľom a ani sa nemôžu použiť ako absolútne veličiny, ale slúžia iba na porovnávanie rozličných stabilitných scenárov. Percentuálne zastúpenie kategórií stupňa bezpečnosti sumarizuje tab. 4.

Tab. 4
Zhrnutie výsledkov hodnotenia hazardu pre dva scenáre
Summary of the results of the landslide hazard assessment for two scenarios

Stupeň bezpečnosti	Mapa hodnotenia hazardu 1. scenár (%)	2. scenár (%)
<1.0	5,38	2,40
1 až 1.5	18,25	20,20
>1.5	76,37	77,40

V prípade ľubietovského zosuvu možno konštatovať, že zmenou hladiny podzemnej vody z obdobia inžinierskogeologického prieskumu po súčasný stav sa územie v istej miere stabilizovalo tak, že z pôvodných 5,38 % nestabilných oblastí zostalo iba 2,40 %. Možno to vysvetliť poklesom hladiny podzemnej vody v odlučnej oblasti zosuvu. Na obidvoch výsledných mapách prevláda stupeň bezpečnosti Sf > 1: 94,62 % a 97,60 % pri scenári 1 resp. 2, čo svedčí o stabilných podmienkach väčšej časti zosuvu.

Závery a odporúčania

Deterministická analýza umožnila relatívne zhodnotiť stav ľubietovského zosuvu z hľadiska stupňa bezpečnosti. Pomocou údajov z geotechnického prieskumu a monitoringu sa ďalej podarilo porovnať výsledky dvoch odlišných scenárov stabilitného výpočtu. Keďže podzemná voda je pri vzniku i ďalšom vývoji ľubietovského zosuvu rozhodujúcim činiteľom, vzali sa do úvahy dva scenáre zmeny hladiny podzemnej vody. Ďalšou z možných príčin vzniku zosuvu môže byť pokles pevnosti hornín, a preto možno podobným spôsobom modelovať napr. zmenu pevnostných parametrov pod vplyvom zvetrávania, alebo do výpočtu zahrnúť aj vplyv seizmických a iných otrasov.

Aj na základe riešenia a výsledkov modelového príkladu možno zhrnúť nasledujúce základné princípy používania deterministickej analýzy:

– Ide o metódu aplikovateľnú na malé územia vo veľkých mierkach.

– Predpokladajú sa kvázihomogénne geologické a geomorfologické podmienky.

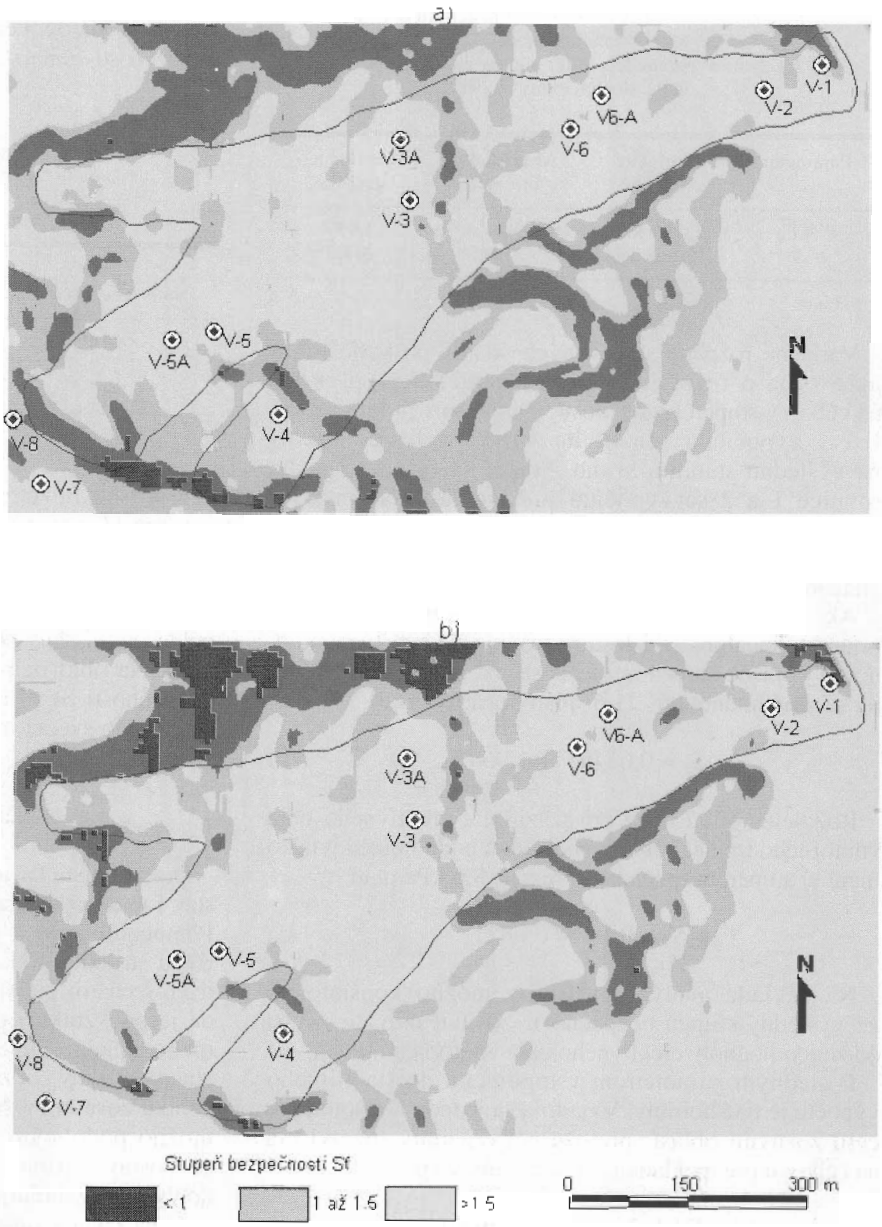
– Metódu je najvhodnejšie používať pri translačnom type zosuvu.

– Vyžaduje sa presnosť rozmiestnenia v priestore a dostatočný počet vstupných parametrov.

– Nevyhnutný je vhodný topografický podklad slúžiaci na tvorbu detailného DMR.

– Vyžaduje sa správna identifikácia mechanizmu zosuvu.

– Výsledný stupeň bezpečnosti slúži na porovnanie modelovaných scenárov stability.



Obr. 5. Reklasifikované mapy hazardu vypočítané pre (a) scenár 1 a (b) scenár 2 hladiny podzemnej vody.

Fig. 5. Classified hazard maps for different scenarios of the ground water level. a – scenario 1, b – scenario 2.

Pri tvorbe mapy hazardu vznikajú chyby rozličného druhu a môžu sa týkať zdrojových dát, ich analýzy aj výstupných aplikácií. Jedným z ich hlavných zdrojov je priestorová variabilita vstupných geotechnických parametrov, lebo ani najpodrobnejší inžinierskogeologický prieskum nemôže identifikovať všetky nerovnorodosti prostredia, a to ani pri neúmerných nákladov. Ďalším zdrojom chýb býva časová variabilita dôležitých vstupných dát, ako je napr. tlak vody v póroch v jednotlivých vrtoch (Chowdhury a Flentje, 2003). Azda najväčšiu pozornosť treba venovať tvorbe DMR a jeho derivátu – mape sklonu svahov, lebo tam vznikajú chyby významne ovplyvňujúce finálnu mapu. Na dosiahnutie presnejších výsledkov treba mať dostatok detailných vstupných údajov, aby dostatočne pokrývali sledovaný priestor, ale to zároveň zvyšuje náklady projektu. Preto treba pri geotechnických analýzach konvenčné deterministické metódy kombinovať s pravdepodobnostnými, ktoré počítajú s variabilitou a istým stupňom nepresnosti vstupných dát.

Perspektívnosť moderných technológií GIS pri riešení inžinierskogeologických úloh je aj v tom, že umožňujú rýchlo a jednoducho dosiahnuť požadované výsledky pri výhodnom pomere cena/výkon. Opísaný postup má veľmi veľa kombinácií, a to alebo z hľadiska riešenia konkrétnej úlohy (rozličné scenáre výpočtu), alebo z hľadiska techniky riešenia (použitý softvér, jeho algoritmy, ako aj rozličné metódy na výpočet stupňa bezpečnosti).

Poďakovanie. Vyjadrujem hlbokú vďaku doc. RNDr Petrovi Wagnerovi, CSc., za odborné konzultácie a neoceniteľné rady pri tvorbe štúdie, ako aj kolegom zo ŠGÚDŠ za veľmi užitočné pripomienky. Mgr Štefanovi Majtánovi, PhD., ďakujem za poskytnutie softvéru Grid analyser a manželke a dcére za podporu a trpezlivosť.

Literatúra

Aleotti, P. & Chowdhury, R., 1999: Landslide hazard assessment: Summary review and new perspectives. *Springer-Verlag, Bull. Eng. Geol. Env., 58, 21–44.*

Anderson, M. G. & Richards, K. S., 1987: Slope stability. Geotechnical engineering and geomorphology. *John Wiley & Sons, Chichester – New York – Brisbane – Toronto – Singapore, 648.*

Carrara, A., Cardinali, M., Guzzetti, F. & Riechenback, P., 1995: GIS technology in mapping landslide hazard. *In: A. Carrara & F. Guzzetti (eds.): Geographical information systems in assessing natural hazards., Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, the Netherlands, 135–176.*

Dai, F. C., Lee, C. F., Li, J. & Ngai, Y. Y., 2002: Landslide risk assessment and management: An overview. *Elsevier Science, Engineering Geology, 64, 65–87.*

Fussgänger, E., Jadroň, D., Banský, M. & Tyleček, B., 1978: Ľubietová – prúdový zosun. Záverečná správa z predbežného inžinierskogeologického prieskumu zosunu. *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 79.*

Griffiths, J. S., 1999: Proving the occurrence and cause of a landslide in a legal context. *Springer-Verlag, Bull. Eng. Geol. Env., 58, 75–85.*

Chowdhury, R., 1978: Slope analysis. Developments in geotechnical engineering. Vol. 22. *Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam – Oxford – New York, 423.*

Chowdhury, R. & Flentje, P., 2003: Role of slope reliability analysis in landslide risk management. *Springer-Verlag, Bull. Eng. Geol. Env., 62, 41–46.*

Klukanová, A., 1998: Mapovanie a monitorovanie geologických faktorov životného prostredia. *In: Geológia a životné prostredie. Bratislava, GSSR, 123–126.*

Majtán, P., 2003: Grid analyser. www.teris.sk

Malgot, J., 1969: Vývoj zosuvných území na okrajoch vulkanických pohorí Slovenska. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 167.*

Malgot, J., 1978: Deformácie svahov v okolí Ľubietovej. *Geol. Průzk., 20, 1, 11–14.*

Montgomery, D. R. & Dietrich, W. E., 1994: A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Wat. Resour. Res., 30, 1153–1171.*

Nemčok, A., 1982: Zosuvy v slovenských Karpatoch. *Veda, Bratislava, 319.*

Pauditš, P. & Bednarik, M., 2002: Using GRASS in evaluation of landslide susceptibility in Handlová kotlina Basin. *In: Proceedings of the Open source GIS- GRASS users conference 2002, Trento, Italy, 11–13 September, 11.*

Pauditš, P., 2003: Hodnotenie náchylnosti územia na zosúvanie s využitím štatistických metód v prostredí GIS. Písomná práca k dizertačnej skúške. *Manuskript – archív Katedra inžinierskej geológie, PFUK Bratislava, 47.*

Popescu, M., 2001: A suggested method for reporting landslide remedial measures. *Springer-Verlag, Bull. Eng. Geol. Env., 60, 69–74.*

Šúri, M., Cebecauer, T. & Hofierka, J., 2003: Digitálne modely reliéfu a ich aplikácie v životnom prostredí. *Život. Prostr., 37, 1.*

Terlien, M. T. J., 1996: Modelling spatial and temporal variations in rainfall-triggered landslides. International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC), The Netherlands.

Vlčko, J., 2002: Mapa relatívnej náchylnosti územia k svahovým pohybom obce Ľubietová. *In: Geológia a životné prostredie. Bratislava, ŠGÚDŠ, 107–110.*

van Westen, C. J., 1993: GISSIZ. Training package for Geographic Information Systems in slope instability zonation. Part 1 Theory. UNESCO – ITC Project on Geo-Information for Environmentally Sound Management of Natural Resources. Enschede, Netherlands, 245.

Yu, Z. W., 2001: Surface interpolation from irregularly distributed points using surface splines with Fortran program. *Computers & Geosciences, 27, 7, 877–882.*

Zhou, G., Esaki, T., Mitani, Y., Xie, M. & Mori, J., 2003: Spatial probabilistic modeling of slope failure using an integrated GIS Monte Carlo simulation approach. *Elsevier Science, Engineering Geology, 68, 373–386.*

Deterministic approach for hazard assessment in the Ľubietová landslide

Methods of landslide hazard assessment are briefly reviewed. In general, they can be qualitative and quantitative (Fig. 1). In the present paper, quantitative deterministic approach based on safety factor calculation is proposed by powerful GIS tools. The Ľubietová landslide located in northwest of Ľubietová village, central Slovakia was used in a practical application of the research.

The landslide was triggered by extreme rainfall which occurred during the period from the beginning of December 1976 through the end of February 1977. The extension of the effected area is approximately 1,300 m in length and 400 m in width. Engineering geological cross-section of the Ľubietová landslide is shown in Fig. 3. Geology around the landslide is very complicated concerning both lithology and tectonics. The majority of the landslide area is underlain by the Paleogene sedimentary rocks of flysch character consisting mainly of clayey rocks, siltstones, and marlstones with intercalation of sandstones and the Neogene sedimentary-volcanic complex consisting of clay, agglomerate tuffs, tuffites and sand. The polymict gravels in the upper parts of the landslide serves as a water aquifer. Quartzites of Mesozoic age occur in the lower part of the landslide. The Quaternary strata are represented by deluvial, proluvial and alluvial deposits (Nemčok, 1982).

Deterministic approach requires detailed input data on geomorphologic parameters such as slope angle, hydrological parameters – porewater pressure expected on the slip surfaces, depth of potential slip surface and geotechnical properties of soils – the shear strength and unit weight. Slope angle was extracted from Digital Elevation Model (DEM), which was created from the digitized contour lines by spline interpolation method (Yu, 2001) in Grid Analyser 3.6 (Majtán, 2003), working on MapInfo Professional platform. A topographical map of the scale 1 : 2,000 of 2 m contour interval was used.

The basic parameter maps for the slope stability model were obtained from 11 investigated boreholes and subsequent monitoring of groundwater level. The maps of groundwater level, slip surface, effective angle of internal friction and effective cohesion were prepared by interpolation techniques.

Considering groundwater as a dominant inducing factor and a driving force of the Ľubietová landslide, two different scenarios of piezometric level were modelled to ascertain landslide instability. The slip surface through the landslide area varied from 12 to 17 m at the accumulating part, from 17 to 20 m in the middle part and up to 30 m in the uppermost part of the landslide. The effective angle of internal friction varies from 16.3 to 26.1 degrees, while the effective cohesion ranged from 5 to 11 kPa. Sensitivity analysis of the strength parameters revealed that stability of the Ľubietová landslide is mainly controlled by the internal friction angle (Fig. 4). The unit weight was 20 kN/m^3. Subsequently, the calculation of the safety factor for selected criteria is performed. The resulting safety factor was classified into free categories: up to 1 for unstable areas, from 1 to 1.5 for conditionally stable areas and more than 1.5 for stable areas.

The results (see Fig. 5) provided a relative assessment of the landslide area using the safety factor. The majority of the landslide area belongs to the stable part, 94.6 and 97.6 % for scenarios 1 and 2, respectively. During the period 1978 to 2003, the landslide instability changed from 5.4 to 2.4 %. However, only limited data from isolated boreholes cannot guarantee appropriate results. The meaningful results were obtained only inside the landslide area, approximately delimited by the location of the eleven investigation boreholes. The other parts were extrapolated over the area, which leads to variability of data and errors. To obtain more precise results, it will be necessary to have more detailed data, particularly distribution of boreholes within the area. However, those often require detailed geotechnical information on the existing data, which are usually the high cost.

Furthermore, the present article confirmed basic principles for using deterministic approach, which led us to the following conclusions:

– method applicable at large scales and over small areas,
– assumption of quasi-homogenous geological and geomorphologic conditions,
– method is the most suitable for shallow translational slide,
– know detailed and sufficient geotechnical, hydrological and morphological parameters and their spatial variability,
– correct base map served for creating detailed DEM,
– correct justification of potential failure mechanism, and
– resulted safety factor used for testing different scenarios of landslide instability.

The deterministic landslide hazard analysis relies on the detailed knowledge of hydrogeologic, geotechnical and morphologic parameters. It is, therefore, necessary to make a careful assessment before selecting the appropriate input parameters. Significant effort requires getting appropriate values of cohesion and angle of internal friction. Likewise the results are very sensitive on the digital elevation model (DEM). Therefore, only correct preparation of the DEM and correct selection of the input parameters guarantee meaningful results.

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 75–82

Stopové a toxické prvky v alginite z ložiska Pinciná (pri Lučenci)

DIONÝZ VASS[1,2] a EDUARD BUBLINEC[1]

[1]Katedra prírodného prostredia Lesníckej fakulty Technickej univerzity vo Zvolene, Masarykova 24, 960 53 Zvolen
[2]Geologický ústav SAV, pobočka Banská Bystrica, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 26. 4. 2004, revidovaná verzia doručená 30. 8. 2004)

Trace and toxic elements in alginite of Pinciná deposit at the Lučenec town, Southern Slovakia

The alginite is a laminated shale grey, dark-grey in colour. The rock deposited in a basalt maar lake after cessation of volcanic activity. The alginite is rich in algae organic matter preserved in sediment owing to anaerobic conditions at the lake bottom. The alginite is an economic mineral and it may be used as fertilizer or soil conditioner because of high contents of organic matter (issued from algae) and macronutritive elements. Beside it the alginite comprises also the micronutritive and trace elements as Zn, Cu, Mo, Mn, Se, Co and B. The contents of toxic heavy metals as Cd, Hg and As is beneath, but mean contents of Pb, Cr and Ni exceeds the limiting value.

The toxic load in alginite may be dropped down by a) mixing of the alginite with the organic compost, natural manure and/or animal dung, b) selective exploitation of the alginite because the eastern part of deposit seams to be free of excessive, content of Pb, Cr and Ni, c) verifying Pb, Cr and Ni strength of binding in the alginite because the preliminary analyses proved that a part of Pb, Cr and Ni in the alginite is not available for the plants.

Key words: alginite, trace elements, toxic elements

Alginit je laminovaná sedimentárna hornina ílovej konzistencie sivej až tmavosivej farby. Ukladal sa v maarových jazierkach, ktoré sa utvorili v kráteroch nerozvinutých zaniknutých bazaltových sopiek po ich zaplnení zrážkovou vodou. Obsahuje hodne riasovej organickej hmoty, ktorá sa v sedimente zachovala vďaka anaeróbnym podmienkam na dne maarového jazierka. Pre vysoký obsah organickej hmoty (humusu riasového pôvodu) a živín sa môže používať ako hnojivo, substrát v záhradníctve alebo pôdny melioračný materiál. Popri obsahu živín a humusu obsahuje aj rad stopových prvkov. Pre genetickú väzbu s bázickými vulkanitmi sú stopové prvky v alginite rovnaké ako v bazaltoch. Hlavná zložka alginitu – íl má pôvod v bazaltovom tufe, ktorý budoval prstencový val obkľučujúci kráterové jazierko, v ktorom alginit vznikal sedimentáciou. Zo zvetrávajúceho tufu sopečného valu sa do jazera splavoval ílovitý materiál a ukladal sa na dne jazera aj s uhynutými kolóniami rias. Kým riasy poskytli alginitu organickú hmotu, zvetraniny bazaltového tufu ho dotovali ílovými minerálmi, makroživinami a stopovými prvkami. Je všeobecne známe, že stopové prvky, ako je Zn, Cu, Mo, Mn, Fe, B alebo aj Se a Co, sú v obmedzenom množstve pre rastliny užitočné, iné – Pb, Hg, As, Cr a Ni – sú toxické (Machava, 2001, 2002, 2003) a aj obsah niektorých pre rastliny dôležitých stopových prvkov je limitovaný a ich nadbytok pôsobí toxicky. Hraničnú alebo smernú koncentráciu toxických prvkov a prvkov, ktorých nadmerný obsah v hnojive a v pôdnych pomocných látkach je neželateľný (Kočík, 1995; Kočík a Kulich, 2003; Kulich, Ďucsay a Kočík, 1992), stanovuje vyhláška MP SR 26/2001 Zb. z.

Alginit podľa relatívne vysokého obsahu organickej hmoty (obsah humusu v alginite z Pincinej je 14,33 až 18,12, z Puly v Maďarsku až 26,38 %; Vass et al., 1997) patrí do kategórie organických alebo organickominerálnych hnojív alebo pôdnych pomocných látok. Ďalej uvádzaný priemerný obsah stopových prvkov v pincinskom alginite je priemerom z dvoch súborov vzoriek. Prvý tvorí 18 vzoriek z vrtov v strednej a východnej časti ložiska (vrt VPA-1, VPA-3 až VPA-5), druhý 19 vzoriek z vrtu VPA-7 v jeho západnej časti.

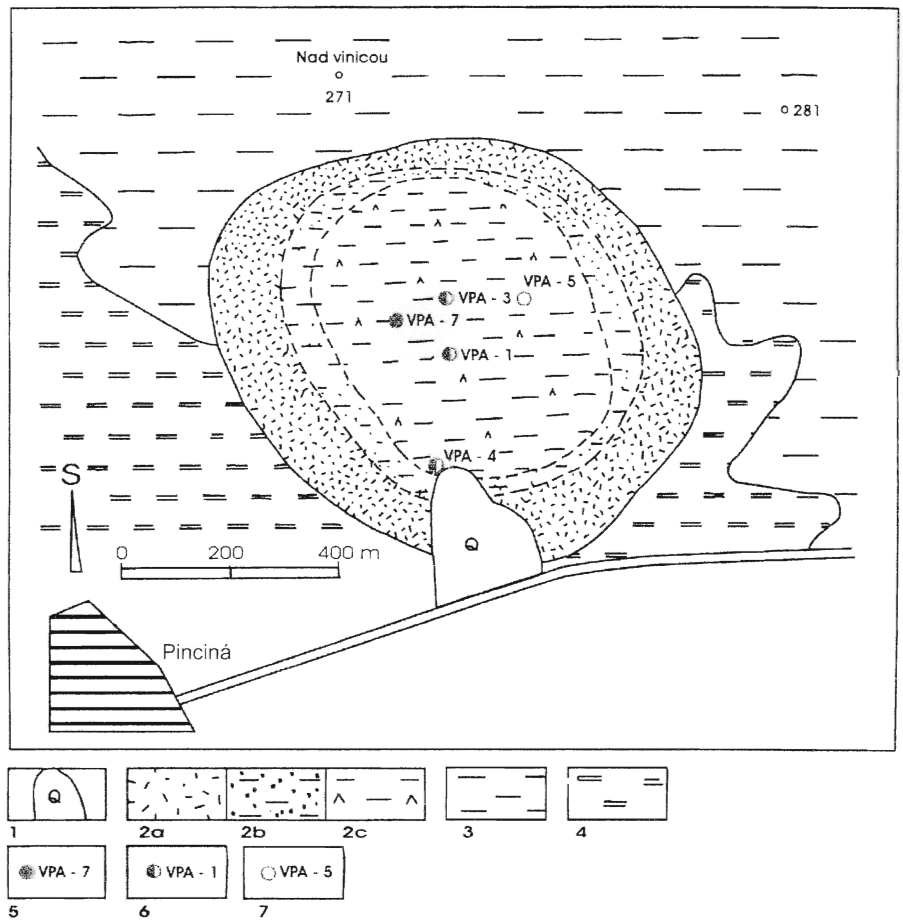
Medzi mikronutritívne prvky vyskytujúce sa v alginite, na ktoré sa nevzťahuje nijaké obmedzenie citovanej vyhlášky, patrí B a Co (tab. 1).

Bór je stopový prvok, ktorý je nevyhnutnou súčasťou vyšších rastlín. Je dôležitým činiteľom pri fotosyntéze, dýchaní rastlín, ich raste a zlepšuje vitalitu semien. Patrí medzi najdôležitejšie mikroživiny, lebo významne ovplyvňuje zdravotný stav rastlín. Jeho význam pre vegetáciu možno prirovnať k významu vitamínu C pre živočíchy a človeka. V alginite sa B pravdepodobne tak ako v pôde nachádza vo forme kyseliny boritej, tetraboritanu sodného a vápenatobórnych aj horečnatobórnych solí. Jeho priemerný obsah v zemskej kôre je okolo 20 a v pôde od 2 do 20 ppm (Veliký, 1964). Pre rastliny je B dôležitý v podobe rozpustných zlúčenín v pôde. Táto forma tvorí približne 10 % z celkového množstva B v pôde (0,2–1,1 ppm). Hodnota nad 4 ppm v extrakte 1 M HCl sa považuje

Tab. 1
Obsah mikronutritívnych prvkov v alginite z ložiska Pinciná [ppm]
Content of micronutritive elements in alginite, Pinciná deposit [ppm]

	1 séria 1st serie							2. séria 2nd serie						
vrt/well	hĺbka v m[1]	B	Cu	Zn	Mo	Se	Co	vrt/well	hĺbka v m[1]	B	Cu	Zn	Mo	Se	Co
VPA–1	7,5–11,5	167	51	76	<3	0,04	4	VPA–7	8,95–11,0	152	34,39	105,3	0,90	0,46	21,47
	11,5–14,5	134	44	99	<3	0,02	26		11,0–12,0	120	29,45	99,6	0,63	0,22	20,49
	14,5–17,5	99	36	89	<3	0,01	29		12,0–12,5	105	25,29	85,2	1,32	0,52	18,59
	17,5–20,0	100	77	91	<3	0,03	28		12,5–13,0	102	32,88	116,7	1,14	0,33	31,77
	20,0–23,0	70	49	120	<3	0,02	27		13,0–15,0	83	31,25	94,4	1,60	0,62	9,61
	23,0–26,0	69	52	87	<3	0,02	20		15,0–17,0	96	43,26	87,5	0,48	0,30	13,81
	26,0–29,0	78	83	93	<3	0,04	24		17,0–18,9	76	35,27	96,8	0,63	0,31	16,24
VPA–3	32,0–32,5	106	47	94	<3	0,05	27		18,9–20,0	84	31,01	91,5	1,42	0,83	10,87
	35,0–38,0	112	49	92	<3	0,04	28		20,0–22,7	105	32,59	87,9	<0,03	0,33	10,27
	38,0–41,0	108	48	97	<3	0,02	26		22,7–24,8	164	35,54	91,9	1,77	0,35	22,31
	41,0–44,7	72	45	91	<3	0,03	23		24,8–26,8	167	32,17	90,3	<0,03	0,41	16,17
VPA–4	7,0–8,9	167	32	102	<3		13		26,8–28,7	185	28,81	71,5	0,60	0,43	19,59
VPA–5	8,7–14,0	193	36	102	<3		12		28,7–31,0	130	41,61	99,1	0,09	0,51	17,65
	14,0–19,0	176	31	109	<3		11		31,0–33,0	124	42,48	104,9	1,58	0,32	15,40
	19,0–24,0	155	32	91	<3		10		33,0–35,0	97	47,50	129,4	0,99	0,27	21,98
	24,0–29,0	158	36	117	<3		6		35,0–37,0	115	43,57	99,0	0,90	0,25	23,65
	29,0–34,0	178	39	116	<3		6		37,0–39,0	123	44,99	100,2	<0,03	0,33	24,68
									39,0–41,0	87	42,74	95,0	1,56	0,34	22,12
	34,0–40,0	110	48	110	<3		17		41,0–41,95	92	47,56	92,2	1,05	0,47	18,96
priemer[2]		125	48	98,67	–	0,03	19	priemer[2]		116,16	36,97	96,74	0,88	0,3996	18,96
š. odch.[3]		40	14	11,47	–	0,01	8,6	š. odch.[3]		30,45	6,70	11,90	0,58	0,14	5,42
rel. odch. %[4]		32	30	11,63	–	40,0	46	rel. odch. %[4]		26,21	18,13	12,30	65,58	35,69	28,56
Limitná hodnota[5]			100	300						100	300				

[1]depth in m, [2]mean, [3]standard deviation, [4]relative deviation, [5]limitná hodnota podľa vyhlášky MPSR 26/2001 – limiting value according to Regulation of Slovak Ministry of Agriculture No. 26/2001



Obr. 1. Schéma ložiska alginitu pri Pincinej a distribúcia vrtov vyhľadávacieho prieskumu (Vass et al., 1997). V západnej časti ložiska (vrt VPA-7) sa zistil nadlimitný obsah Cr a obsah Ni prekračuje limitnú hodnotu, vo východnej časti (vrt VPA-5 a VPA-4) prípustné limity neprekračuje a Ni mierne prekračuje limit. 1 – kvartérne sedimenty, 2 – maarová štruktúra, 2a – tufový val (lapilový tuf s troskou a bazaltovými bombami), 2b – prechodná zóna (lapilový tuf, vulkanický pieskovec, piesčitý íl, tufitický íl), 2c – vnútorná zóna (prevažne alginit, podradne ílovec, diatomit, pieskovec), 3 – poltárske súvrstvie – pont (íl, piesok, štrk), 4 – lučenské súvrstvie, szécsenský šlír – vrchný oligocén – spodný miocén, 5 – vrt s nadlimitným obsahom Cr a Ni, 6 – vrty, v ktorých obsah Ni v 10 vzorkách z 12 prekračuje limitnú hodnotu, 7 – vrt s podlimitným obsahom Cr, obsah Ni mierne prekračuje limitnú hodnotu.

Fig. 1. Scheme of alginite Pinciná deposit and exploration wells distribution (Vass et al., 1997). In the western part of deposit (well VPA-7) contents of Cr overstep the limiting values, contents of Ni overstep the limiting value. In the eastern part of deposit (VPA-4, 5) contents of Pb, Co are smaller than the limiting values and contents of Ni slightly overstep the limit. 1 – Quaternary sediments, 2 – maar structure, 2a – tuff wall (lapilli tuff with scoria and basalt bombs), 2b – transitional zone (lapilli tuff, volcanic sandstone, sandy clay, tuffitic clay), 2c – internal zone (prevailingly alginite, subsidiary claystone, diatomite and sandstone), 3 – Poltár Fm. – Pontian (clay, sand, gravel), 4 – Lučenec Fm., Szécseny Schlier – Upper Oligocene – Lower Miocene, 5 – wells with contents of Cr, Ni in alginite higher than the limiting values, 6 – wells with Cr contents smaller than limiting value, Ni content is significantly higher than the limiting value, 7 – well with contents of Cr in alginite smaller than the limiting value and Ni conent in majority of samples is smaller than limiting value but the average is slightly above the limit.

za nežiaducu. Z hľadiska genézy je obsah alginitu v morskej vode v priemere 4 ppm, v sladkej 0,03–2 ppm, ale vo vodných rastlinách o rád vyšší, v poľnohospodárskych plodinách (Bernard de Waal in Veľký, 1964) v širokom rozpätí od 2,3 (v jačmeni) po 94,7 ppm (v maku), v lesných drevinách od 10–50 ppm (v asimilačných orgánoch ihličnanov) a od 15 do 40 ppm v listnáčoch, v dreve a kôre rádovo nižší (Bublinec, 1991, 1994). Priemerný obsah B v pincinskom alginite v 1 sérii vzoriek je 126 mg . kg^{-1} pri štandardnej odchýlke 40, v 2. sérii 116 mg . kg^{-1} pri štandardnej odchýlke 30,45 mg.

Kobalt pomáha chrániť rastliny pred vysychaním. V pôde je v podobe rozličných vo vode rozpustných aj nerozpustných zlúčenín, v mineráloch často v zlúčeninách s inými mikroelementmi, ako je Ni, As alebo S. Zemská kôra ho priemerne obsahuje 20, rastliny 0,01 až 0,2, asimilačné orgány lesných drevín 0,1–0,2 a kôra 0,5–0,7 ppm (Bublinec, 1991, 1994). Koncentrácia v pôde vo výluhu 1 M HCl nad 20 ppm sa pokladá už za toxickú. Z literatúry je známe, že Cd má väčší význam pre živočíchy ako pre rastliny. Jeho priemerná koncentrácia v 1. sérii vzoriek alginitu je 18,96 mg . kg^{-1} pri štandardnej odchýlke 5,42 a v 2. 19 mg . kg^{-1} pri štandardnej odchýlke 8,6.

Ďalšie mikronutritívne prvky – Zn, Mo, Se a Cu – v nadlimitnej koncentrácii majú na rastliny toxický účinok (citovaná vyhláška, pozri aj tab. 4).

Tab. 2
Obsah toxických prvkov, ktoré neprekračujú hraničnú hodnotu v alginite z ložiska Pinciná [ppm]
Content of toxic elements not exceeding the limiting value in alginite. Pinciná deposit

	1 séria 1st serie						2. séria 2nd serie				
vrt/well	hĺbka v m[1]	As	Hg	Pb	Cd	vrt/well	hĺbka v m[1]	As	Hg	Pb	Cd
VPA–1	7,5–11,5	1,48	0,195	8	0,010	VPA–7	8,95–11,0	8,88	0,129	68,2	0,439
	11,5–14,5	3,67	0,133	14	0,068		11,0–12,0	2,30	0,136	32,06	0,496
	14,5–17,5	2,67	0,082	26	0,062		12,0–12,5	4,83	0,102	22,55	0,399
	17,5–20,0	1,87	0,109	11	0,010		12,5–13,0	3,09	0,115	24,87	0,549
	20,0–23,0	3,07	0,199	6	0,078		13,0–15,0	2,63	0,119	49,97	0,504
	23,0–26,0	3,40	0,281	8	0,102		15,0–17,0	4,00	0,107	24,42	0,220
	26,0–29,0	3,02	0,117	16	0,057		17,0–18,9	3,03	0,107	18,29	0,455
VPA–3	32,0–32,5	1,87	0,164	14	0,075		18,9–20,0	2,39	0,128	19,67	0,465
	35,0–38,0	1,86	0,109	4	0,106		20,0–22,7	3,60	0,133	11,91	0,314
	38,0–41,0	2,26	0,105	12	0,085		22,7–24,8	1,89	0,089	18,69	0,436
	41,0–44,7	2,86	0,124	16	0,088		24,8–26,8	1,90	0,092	27,94	0,395
VPA–4	7,0–8,9	9,35	0,137	12	0,043		26,8–28,7	2,03	0,093	18,41	0,192
VPA–5	8,7–14,0	4,59	0,137	32	0,145		28,7–31,0	5,19	0,086	24,15	0,392
	14,0–19,0	4,02	0,181	19	0,065		31,0–33,0	3,19	0,076	35,74	0,421
	19,0–24,0	5,28	0,143	12	0,124		33,0–35,0	4,99	0,127	32,92	0,318
	24,0–29,0	4,90	0,132	19	0,128		35,0–37,0	3,99	0,091	37,65	0,355
	29,0–34,0	5,22	0,117		0,089		37,0–39,0	4,04	0,089	31,99	0,336
	34,0–40,0	6,05	0,129	58	0,116		39,0–41,0	7,26	0,131	26,33	0,403
							41,0–41,95	5,92	0,107	39,77	0,410
priemer[2]		3,75	0,144	16,88	0,081	priemer[2]		3,96	0,108	29,79	0,395
š. odch.[3]		1,89	0,045	12,69	0,036	š. odch.[3]		1,83	0,02	12,77	0,09
rel. odch. %[4]		50,5	31,22	75,18	44,83	rel. odch. %[4]		46,35	16,88	42,87	22,37
limitná hodnota[5]		10	1	100	2(1)			10	1	100	2(1)

[1]depth in m, [2]mean, [3]standard deviation, [4]relative deviation, [5]limitná hodnota podľa vyhlášky MPSR 26/2001 – limiting value according to Regulation of Slovak Ministry of Agriculture No. 26/2001

Tab. 3
Obsah toxických prvkov Cr a Ni v alginite z ložiska Pinciná [ppm]
Content of toxic elements Cr and Ni in alginite, Pinciná deposit

1 sériae 1st serie					2. séria 2nd serie			
vrt/well	hĺbka v m[1]	Cr	Ni		vrt/well	hĺbka v m[1]	Cr	Ni
VPA–1	7.5–11.5	35	119		VPA–7	8.95–11.0	123.5	116.0
	11.5–14.5	43	184			11.0–12.0	137.0	118.1
	14.5–17.5	67	209			12.0–12.5	94.5	158.4
	17.5–20.0	32	207			12.5–13.0	126.1	151.8
	20.0–23.0	35	147			13.0–15.0	120.5	149.6
	23.0–26.0	18	93	Ni φ 145.18		15.0–17.0	105.2	159.7
	26.0–29.0	37	114	(VPA–1.–3)		17.0–18.9	120.5	142.6
VPA–3	32.0–32.5	43	157			18.9–20.0	113.1	128.6
	35.0–38.0	39	157			20.0–22.7	96.6	137.9
	38.0–41.0	26	112			22.7–24.8	111.1	116.4
	41.0–44.7	36	98			24.8–26.8	127.4	94.6
VPA–4	7.0–8.9	42	70			26.8–28.7	98.7	91.7
VPA–5	8.7–14.0	47	66			28.7–31.0	100.6	120.6
	14.0–19.0	32	48			31.0–33.0	107.5	95.7
	19.0–24.0	68	46			33.0–35.0	111.3	102.8
	24.0–29.0	22	46			35.0–37.0	109.2	83.7
	29.0–34.0	31	43	Ni φ 55.43		37.0–39.0	103.4	105.5
	34.0–40.0	34	69	(VPA–4.–5)		39.0–41.0	89.7	39.8
						41.0–41.95	122.7	64.4
priemer[2]		38	110.3*		priemer[2]		111.51	114.63
š. odch.[3]		13	54.13		š. odch.[3]		12.45	31.38
rel. odch. %[4]		33	49.09		rel. odch. %[4]		11.17	27.38
limitná hodnota[5]		100	50*		limitná hodnota[5]		100	50*

[1]depth in m, [2]mean, [3]standard deviation, [4]relative deviation, [5]limitná hodnota podľa vyhlášky MPSR 26/2001 – limiting value according to Regulation of Slovak Ministry of Agriculture No. 26/2001

Molybdén je súčasťou rastlinných enzýmov, uplatňuje sa ako stimulátor a je tiež nevyhnutný pre živé organizmy. V pôde je ho približne 0,1–0,3 ppm, ale na rozdiel od ďalších fyziologicky nevyhnutných mikroelementov – Fe, Mn, Cu a Zn – sa vyskytuje ako anión MoO_4^{2-}. Zvýšená spotreba Mo rastlinami sa zistila najmä pri kyslej pôde, v ktorej je zväčša v nerozpustných zlúčeninách. Na alkalickej pôde potreba prihnojovať pôdu Mo klesá. Viac autorov potvrdilo nevyhnutnú účasť Mo pri fixácii vzdušného N azotobakterom, hrčkotvornými baktériami aj klostrídiami (Veliký, 1964). Obsah Mo v rastlinách kolíše od 0,2–0,6 (obilniny) po 3–9 ppm (strukoviny). V lesných drevinách (v ihličnanoch) sme zistili rozpätie 1–5 a v listnáčoch 2–10 ppm (listy, ihličie, kôra, drevo). Priemerný obsah Mo v sušine rastlín od 1 do 5 ppm možno považovať za dostatočný (Bublinec, 1991, 1994). Jeho priemerný obsah v 1. sérii vzoriek je 0,88 mg . kg^{-1} pri štandardnej odchýlke 0,58, v 2. menší ako 3 mg . kg^{-1}. Limitná hodnota Mo v organických resp. organickominerálnych hnojivách je 5 mg . kg^{-1} (podľa citovanej vyhlášky, tab. 4).

Selén je súčasťou rastlinných enzýmov. V zemskej kôre je priemerne zastúpený v množstve 0,01 ppm (Veliký, 1964). V niektorých oblastiach sa vyskytuje v oveľa vyššej, v kyslej pôde v nízkej koncentrácii. Častý je v zlúčeninách s Fe, napr. s $Fe_2(OH)_4SeO_3$ alebo ako vápenatá soľ $CaSeO_4$, ale aj vo forme organických solí. Obsah Se v pôde nad 10 ppm vo výluhu v 1 M HCl sa pokladá za limitnú koncentráciu. Pre fytozložku sa nepovažuje za nevyhnutnú mikroživinu, hoci rastliny ho z pôdy prijímajú

Tab. 4
Limitné hodnoty rizikových prvkov v organických a organickominerálnych hnojivách (podľa príl. 2 k vyhláške 26/2001 Z. z.)
Limiting values of hazardous elements in organic and organic-mineral manures (according to enclosure 2 to Regulation No. 26/2001 Laws collection of SR)

mg/kg[-1]									
kadmium	olovo	ortuť	arzén	chróm	meď	molybdén	nikel	zinok	selén
2(1)	100	1	10	100	100	5	50	300	10

veľmi ľahko (napr. rod *Astragalus* dokáže resorbovať z pôdy až 4 g Se na 1 kg sušiny). V poľnohospodárskych plodinách a v zelenine je obsah Se od 0 do 18, v drevinách od 0,1 do 1,5 ppm. Novšie sa mu pripisuje značný kladný účinok v prevencii srdcovocievnych ochorení. Jeho priemerný obsah v 1. sérii vzoriek alginitu je 0,40 mg . kg^{-1} pri štandardnej odchýlke 0,14, v 2. sérii 0,03 mg . kg^{-1} pri štandardnej odchýlke 0,01. Limitná hodnota Se v organických hnojivách je 10 mg . kg^{-1}.

Zinok je dôležitý biogénny mikroprvok. V rastlinách pôsobí ako stimulátor rastu, napomáha rast letorastov, priaznivo ovplyvňuje rast listov a zúčastňuje sa na tvorbe bielkovín a chlorofylu. Jeho nedostatok sa prejavuje nekrózou. Priemerný obsah v pôde je 50 ppm, vyšší obsah Zn je toxický. Zvyčajne je v nej ako Zn^{2+}. Jeho pohyblivosť, a teda aj prístupnosť pre rastliny v značnej miere závisí od pH pôdy. Často vstupuje do organických väzieb, čím sa podobá Cu. Obsah vo výluhu 1 M HCl nad 100 ppm sa považuje za nadlimitný. Pomerne málo Zn obsahuje ovocie (< 1 ppm), zelenina a obilniny (pod 7 ppm; Veliký, 1964) okrem cibule (10 ppm), hoci asimilovateľnému Zn sa pripisuje protirakovinový účinok. V asimilačných orgánoch drevín sa v ihličnanoch zistil obsah Zn od 15 do 80, v listnáčoch 20–80, v kôre smreka 150–220, v koreňoch 90 ppm, ale v dreve spravidla menej ako 10 ppm (Bublinec, 1991, 1994). Limitná hodnota Zn v hnojivách je 300 mg . kg^{-1}. Pincinský alginit obsahuje Zn, ale jeho koncentrácia je pod limitnou hodnotou. V 1. sérii vzoriek je priemerná koncentrácia Zn 98,97 mg . kg^{-1} pri štandardnej odchýlke 11,47, v druhej 96,74 a štandardná odchýlka 11,90.

Meď v rastlinách zvyšuje účinnosť rastových látok, pôsobí na stabilizáciu chlorofylu, pomáha udržiavať vodu v pletive a koncentruje sa v listoch a semenách. Cu je mikroživina nevyhnutná pre výživu rastlín aj živočíchov. V pôde je pomerne málo rozpustných zlúčenín Cu (podľa rozličných autorov len 0,01 ppm), a to prevažne ako Cu^{2+}. V normálnej pôde je celkový obsah Cu do 50, limitovaný uvoľniteľný v 1 M HCl 50 ppm. V pôde sa Cu viaže v anorganickej aj organickej forme. Na jej využiteľnosť vplýva pH a s jeho rastúcou hodnotou resorbovateľnosť Cu z pôdy klesá. V poľnohospodárskych rastlinách sa obsah Cu v sušine pohybuje od 2 do 8, v asimilačných orgánoch ihličnanov od 2 do 12 ppm, listnáčov od 6 do 14, v dreve a v koreňoch od 1 do 2 a v kôre od 4 do 6 ppm (Bublinec, 1991, 1994). V pincinskom alginite je koncentrácia Cu nižšia. V 1. sérii vzoriek je priemerná koncentrácia Cu 48 mg . kg^{-1} pri štandardnej odchýlke 14, v 2. sérii 36,97 mg . kg^{-1} pri štandardnej odchýlke 6,70. Limitná hodnota Cu v organických a organickominerálnych hnojivách je 100 mg . kg^{-1} (citovaná vyhláška, pozri tab. 4).

Obsah Cd, Hg, As a Pb v alginite je nižší ako jeho limitná hodnota v organických a organickominerálnych hnojivách (citovaná vyhláška, pozri tab. 4).

Limitná hodnota *Cd* je 2 mg . kg^{-1}. V 1. sérii vzoriek alginitu je priemerná koncentrácia Cd 0,081 mg . kg^{-1} pri štandardnej odchýlke 0,036, v 2. sérii 0,395 pri štandardnej odchýlke 0,09.

Limitná hodnota *Hg* je 1 mg . kg^{-1}. V obidvoch sériách vzoriek je priemerná koncentrácia Hg hlboko pod hraničnou hodnotou. V 1. je priemer 0,144 mg . kg^{-1} pri štandardnej odchýlke 0,045, v 2. o niečo nižší (0,108 mg . kg^{-1}) a štandardná odchýlka 0,02.

Limitná hodnota *As* je 10 mg . kg^{-1}. V 1. sérii vzoriek alginitu je priemerná koncentrácia As 3,75 mg . kg^{-1} pri štandardnej odchýlke 1,89, v 2. sérii 3,96 mg . kg^{-1} pri štandardnej odchýlke 1,83.

Limitná hodnota *Pb* je 100 mg . kg^{-1}. V 1. sérii vzoriek je priemerná koncentrácia Pb 16,88 mg . kg^{-1} pri štandardnej odchýlke 12,69 a relatívnej odchýlke 75,18 %. V 2. sérii 29,79 mg . kg^{-1} pri štandardnej odchýlke 12,77, čiže limitnú hodnotu neprekračuje.

Distribúcia Cr a Ni v pincinskom alginite je nerovnomerná.

Limitná koncentrácia *Cr* v organických a organickominerálnych hnojivách je 100 mg . kg^{-1} (citovaná vyhláška, pozri tab. 4). V 1. sérii vzoriek čiže vo východnej časti ložiska je priemerná koncentrácia Cr 38 mg . kg^{-1} pri štandardnej odchýlke 13 a obsah Cr neprekročil limitnú hodnotu ani v jednej analyzovanej vzorke, v 2. sérii (vrt VPA-7) je takmer trojnásobne vyššia, a to 111,51 mg . kg^{-1} pri štandardnej odchýlke 12,45, čo je o 11 % viac ako limitná hodnota. Koncentrácia v analyzovaných vzorkách kolíše od 89,7 do 137,0 mg . kg^{-1} a z 19 vzoriek len štyri majú nižší obsah Cr ako 100 mg . kg^{-1} (tab. 3).

Najväčší rozdiel medzi pincinským alginitom a citovanou vyhláškou (tab. 4) je v obsahu *Ni*. Kým vyhláška stanovuje jeho limitnú hodnotu 50 mg . kg^{-1}, pincinský alginit má priemerný obsah Ni vyšší ako dvojnásobok limitnej hodnoty citovanej vyhlášky. Priemerná koncentrácia Ni v 1. sérii vzoriek je 110,3 mg . kg^{-1} pri štandardnej odchýlke 54,13, v 2. sérii 114,63 mg . kg^{-1} pri štandardnej odchýlke 31,38. Napriek veľkému blízkemu priemernému obsahu je distribúcia Ni v alginite nerovnomerná. Relatívne najviac Ni je v západnej časti ložiska (tab. 3). Vo vzorkách z vrtu VPA-7 sa podarilo rozlíšiť obsah Ni vo vodorozpustnej forme a pevne viazaný Ni. Ukázalo sa, že iba približne polovica Ni obsiahnutého v alginite je vodorozpustná a dostupná rastlinám (54,1 mg . kg^{-1}; Vass et al., 1997). Vysokú koncentráciu majú aj vzorky zo strednej časti ložiska. Priemerný obsah Ni z jedenástich vzoriek z vrtu VPA-1 a VPA-3 je 145,18 mg . kg^{-1} a limitná hodnota je prekročená vo všetkých (tab. 3).

V alginite z východnej časti ložiska je Ni najmenej. V štyroch vzorkách zo šiestich z vrtu VPA-5 koncentrácia Ni neprekročila limitnú hodnotu. V jedinej vzorke z vrtu VPA-4, hĺbenom pri južnom eróznom okraji ložiska, kde sa hrúbka alginitu redukuje na 1,8 m, je obsah Ni 70 mg . kg^{-1}. Priemerná hodnota Ni v týchto dvoch vrtoch je 55,43 mg . kg^{-1} (tab. 3).

Diskusia

Priemerný obsah Cr a Ni v pincinskom alginite je vyšší ako limit podľa príslušnej vyhlášky MP SR. Prihliada na to aj certifikát Ústredného kontrolného a skúšobného ústavu poľnohospodárskeho v Bratislave, podľa ktorého

možno pincinský alginit využívať ako pôdny kondicionér iba na ošetrovanie pôdy alebo v ďalších oblastiach, ktoré neovplyvňujú potravinový reťazec, ale selektívnou ťažbou a niektorými ďalšími krokmi možno obsah uvedených prvkov v hnojive pripravenom na báze alginitu znížiť.

Najjednoduchším postupom pri úprave alginitu, aby sa dal používať pri meliorácii a hnojení poľnohospodárskej pôdy, je kompostovanie organického odpadu živočíšnej výroby, maštaľného hnoja, kuracieho trusu a pod. v zmesi s ním. Ak nejde o organický odpad alebo hnoj kontaminovaný toxickými kovmi, možno kompostovaním s alginitom získať hnojivo vysokej účinnosti. Jeho prednosťou oproti maštaľnému hnoju je, že alginit zmesi dodáva stopové prvky užitočné pre rastliny, lepšie udržiava vodu a bráni vyplavovaniu živín z hnojiva i z ošetrenej pôdy.

Zložitejším postupom pri využívaní alginitu v poľnohospodárstve je jeho selektívna ťažba. Na poľnohospodárske účely by sa ťažil z východnej časti ložiska, kde je obsah Cr a Ni nižší ako limitná hodnota (v zmysle príslušnej vyhlášky).

Treťou možnosťou je bližšie špecifikovať chemické väzby toxických prvkov, najmä Cr a Ni v alginite. Ak by sa potvrdilo, že sa istá časť týchto prvkov viaže pevne na nerozložené tmavé vulkanogénne minerály, potom by sa mohlo experimentálne dokázať, že takto viazané toxické prvky sú rastlinám nedostupné, a preto nemôžu vstupovať do potravinového reťazca.

Nedoriešený zostáva obsah Cr. Limitná hodnota 100 mg . kg^{-1} v podstate platí pre Cr^{3+}, kým pri Cr^{6+} je podstatne nižšia (2 mg . kg^{-1} sušiny). Predpokladáme, že alginit obsahuje najmä Cr s oxidačným číslom 3, ale experimentálne to nie je overené.

Záver

Alginit z Pincinej obsahuje rad stopových prvkov. Sú medzi nimi mikronutritívne, pre rastliny dôležité prvky, ako je Zn, Cu, Mo, Mn, Se, Co a B, a okrem nich aj toxické prvky. Z nich priemerný obsah Cd, Hg, As a Pb je nižší ako limitná hodnota v organických a v organicko-minerálnych hnojivách podľa vyhlášky MP SR 26/2001 Z. z. Priemerný obsah dvojice toxických prvkov Cr a Ni v alginite je vyšší ako limitná hodnota, a preto sa pincinský alginit nemôže používať priamo na melioráciu a hnojenie pôdy na výsadbu alebo osev poľnohospodárskymi kultúrami, ktoré sú súčasťou potravinového reťazca. Toxickú záťaž v alginite možno znížiť alebo vylúčiť jeho kompostovaním s organickým odpadom živočíšnej výroby (s maštaľným hnojom, kuracím trusom a pod.). Ďalšou možnosťou na elimináciu negatívneho vplyvu vyššieho obsahu týchto prvkov je brať pri ťažbe a využívaní do úvahy ich nepravidelnú distribúciu v ložisku. Selektívna ťažba umožní získať alginit s podlimitným obsahom toxických prvkov. Treťou možnosťou je stanovenie pevnosti väzby toxických prvkov. Z doterajších výsledkov vyplýva, že časť Cr a Ni vyskytujúcich sa v alginite je rastlinám nedostupná, a preto neohrozí bezpečnosť potravinového reťazca.

Poďakovanie. Túto prácu podporil grant VEGA 9263/02, 9264/02, 3178/23 a 3179/23.

Literatúra

Bublinec, E., 1991: Pedologické kritériá pre tvorbu sídelnej zelene. *In: Ekologické princípy tvorby a ochrany zelene. Bratislava, VEDA, SAV, 308.*

Bublinec, E., 1994: Concentration accumulation and cycling of elements in beech and spruce ecosystems. Acta dendrobiologica. *Bratislava, VEDA, SAV, 132.*

Kočík, K., 1995: Zhodnotenie vplyvu niektorých rizikových prvkov vo výžive rastlín. *KDP AF VŠP Nitra, 181*

Kočík, K. & Kulich, J., 2003: Metódy sledovania a hodnotenia rizikových prvkov v agroekosystémoch. *FEE TU Zvolen, 121*

Kulich, J., Ducsay, L. & Kočík, K., 1992: Retardačné a depresívne vplyvy As, Cd, Pb na tvorbu biomasy poľnohospodárskych plodín. *In: Súčasný stav a najnovšie trendy vo využívaní biomasy. CS – BIOM, LVÚ Zvolen, 94–105.*

Machava, J., 2001: Occurrence and effect Pb in forest ecosystem. *Folia Oecologia, 1–2, 125–137*

Machava, J., 2002: Transferové koeficienty Cu a Pb v systéme kambizem – sadenice smreka. *Phytopedon, 1 Supplement, 136–142*

Machava, J., 2003: Relationships between soil and spruce after many years of heavy metal immission load in forest ecosystem. *Druhé pôdoznalecké dni v SR, vedecká konferencia. Stará Lesná, 16.–18. jún, 217–225.*

Vass, D., Konečný, V., Elečko, M., Milička, J., Snopková, P., Šucha, V., Kozač, J. & Škrabana, R., 1997: Alginit – nový zdroj slovenského nerudného surovinového potenciálu (ložisko Pinciná). *Mineralia Slov., 1, 1–38.*

Veliký, 1964: Mikroelementy v teórii a praxi. *Bratislava, SVPL, 167*

Trace and toxic elements in alginite of Pinciná deposit at the Lučenec town, Southern Slovakia

The alginite is a laminated shale grey, dark-grey in colour. The rock deposited in a basalt maar lake after cessation of the volcanic activity. The alginite is an economic mineral. It may be used as fertilizer, or soil conditioner because of high contents of the organic matter issued from algae and macronutritive elements. Beside it the alginite comprises also the micronutritive elements as Zn, Cu, Mo, Mn, Se, Co, B and the toxic heavy metals as Cd, Hg, As, Pb, Cr and Ni.

Among the micronutritive element having any limitation are the elements: B and Co (Tab. 1).

Boron significantly influences health state of trees, plays important role at photosynthesis, plant respiration and at plant growth. Boron accessible for plants represent approximately 10 % of the total content (0.2–1.1 mg · kg^{-1}) and is usually bound in soluble compounds.

Cobalt contributes to plant desiccation protection. Its

clark of the earth crust is 20 mg · kg^{-1}, the mean contents in alginite is about 19 mg · kg^{-1}.

The contents of other micronutritive elements: Mo, Cu, Zn, Se (Tab. 1) according to regulation No. 26/2001 Laws Collection of Slovak Republic are limited (see Tab. 4).

Molybdenum is a component of vegetable enzymes and acts as a stimulator. In soil it occurs in 0.1–0.3 mg · kg^{-1} as MoO_4^{2-} anion. In acid soils Mo can be in a shortage.

Selenium is also component of vegetable enzymes. Its contents in alginite (0.03–0.39 mg · kg^{-1}) is higher than the soil clark (0.01 mg · kg^{-1}). Se content in soil higher than 10 mg · kg^{-1} is unfavourable. For plants the selenium is not a essential microelement.

Zinc is an important biogenic microelement. In plants acts as a growth stimulator (annual shoots and leaves), shares on protein and chlorophyll creation. Zn shortage causes necrosis. According the quoted technical standard its limiting value in manure and soil conditioners is 300 mg · kg^{-1}. Both Zn and Cu take part in organic bounds.

Copper increases efficiency of plant growth substances and acts on chlorophyll stabilization, helps to keep up water in tissues and accumulates it in leaves and seeds. Increased Cu concentration in soil is toxic for plants. The limiting value for manure is 100 mg · kg^{-1}, the total Cu content in alginite is substantially lower.

The contents of toxic heavy metals as Cd, Hg, As and Pb are beneath the limiting value (Tab. 2). The distribution of other toxic heavy metals as Cr and Ni is irregular. The mean contents of Cr in 1st sample series is 38 mg · kg^{-1}, that is less as limiting value (100 mg · kg^{-1}) but in 2nd series (111.51 mg · kg^{-1}) by 11 % exceed the limiting value.

The mean contents of Ni in both sample series (110.3 and 114.63 mg kg^{-1} more that 2 times exceed the limiting value (50 mg · kg^{-1}). In the samples coming from eastern and southern side of the Pinciná alginite deposit the Ni contents are lower, but slightly exceed the limiting value (Tab. 3).

Discussion

There are at least three ways to eliminate the unfavourable high concentrations of Cr and Ni in Pinciná alginite.

a) By mixing of the alginite with the organic manure as chicken dung av. to obtain a compost with elevated positive properties in comparison with the natural dung as the higher contents of trace elements – micronutrients, higher water retention, higher capability to prevent the leakage of nutrients from the fertilizer as well as from the soil itself.

b) By selective exploitation of the Pinciná alginite deposit, because of lower contents of Cr and Ni in the eastern side of the deposit.

c) By verification of the Cr and Ni binding strength in minerals present in the alginite. The preliminary data enable the assumption that the significant portion of the heavy metals mentioned is bound in its insoluble form and so harmless for the plants.

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 83–86

Zub žraloka druhu *Xiphodolamia eocaena* (Woodward, 1889) v lome Ďurkovec pri Spišských Tomášovciach (Slovensko)

PETER HOLEC[1], ZUZANA KREMPASKÁ[2] a FRANTIŠEK POMORSKÝ[3]

[1]Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2]Múzeum Spiša, Letná 50, 052 01 Spišská Nová Ves
[3]Slovzeolit, s. r. o., Školská 5, 052 01 Spišská Nová Ves

(Doručené 20. 7. 2004)

Shark tooth of species *Xiphodolamia eocaena* (Woodward, 1889) from Ďurkovec stone quarry near Spišské Tomášovce (Slovakia)

Tooth of the shark species *Xiphodolamia eocaena* has been found and described in Paleogene deposits of Ďurkovec stone quarry near Spišské Tomášovce. It is a first record of this species in Slovakia. Its stratigraphical range is from the Late Paleocene to Middle Eocene.

Key words: *Xiphodolamia eocaena (Chondrichthyes, Elasmobranchii, Vertebrata)*, Paleogene

Úvod

Pri paleontologickom výskume stratotypovej lokality Ďurkovec v katastri Spišských Tomášoviec našla Krempaská a Pomorský zub žraloka druhu *Xiphodolamia eocaena* (Woodward, 1889).

Geologické pomery

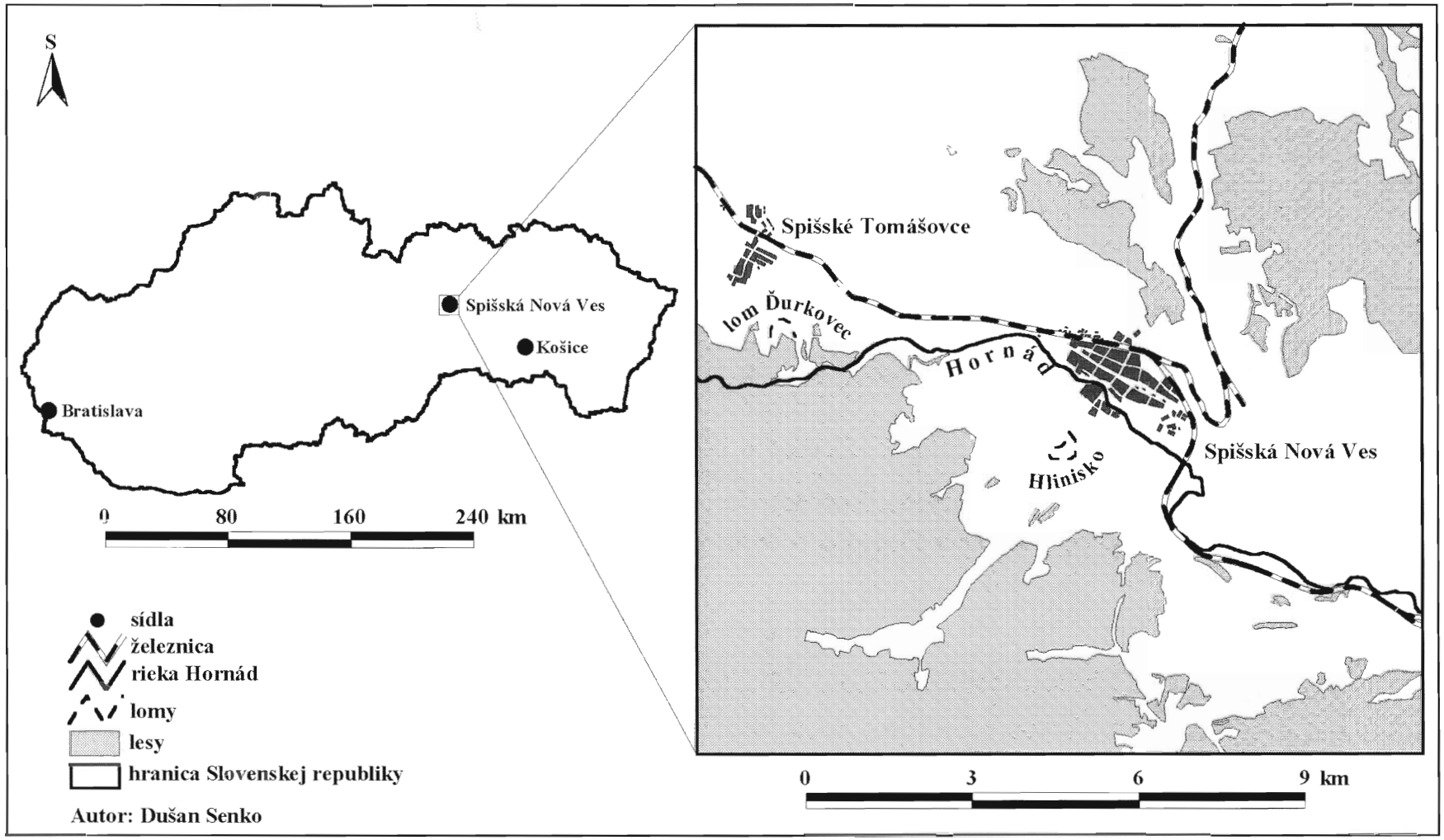
Sedimentologickou analýzou a vývojom centrálnokarpatského bazéna a s ním súvisiacich depozičných systémov sa zaoberal Janočko (2002). Lokalita Ďurkovec sa nachádza v tomto bazéne asi 1 km na J od Spišských Tomášoviec (obr. 1). Vystupujú tam tomášovské vrstvy (Filo a Siráňová, 1996) z jemnozrnného až strednozrnného pieskovca a prachovca. Vo vrchnej časti lomu je hrubá lavica drobnozrnného karbonátového zlepenca a veľa jednotlivých obliakov svetlého vápenca, zriedkavejšie aj sivého cukrového dolomitu veľké 6–50 mm, polozaoblených až zaoblených, utopených v základnej piesčitej hmote (obr. 2). Práve z tejto časti je nález žraločieho zuba (obr. 3). Stratigrafické rozpätie tomášovských vrstiev je priabón až starší oligocén, ale predovšetkým najmladší priabón (Filo a Siráňová, 1996). Z nájdenej flóry vyplýva, že ide o veľmi vlhkomilné tropické spoločenstvo rastlín prevažne s celistvookrajovými listami eocénneho veku s možným presahom do staršieho oligocénu (Němejc, 1960; Sitár, 1965). Z nálezu fauny, najmä spoločenstva bezstavovcov – lastúrnikov, ulitníkov, ojedinelých hlavonožcov, krabov a ježoviek, ako aj stavovcov – žraločích zubov a rybích šupín – je zrejmé, že išlo o neritické prostredie s prímesou tanatocenózy (Volfová, 1964; Gross, Papšová a Köhler, 1973).

Systematická časť

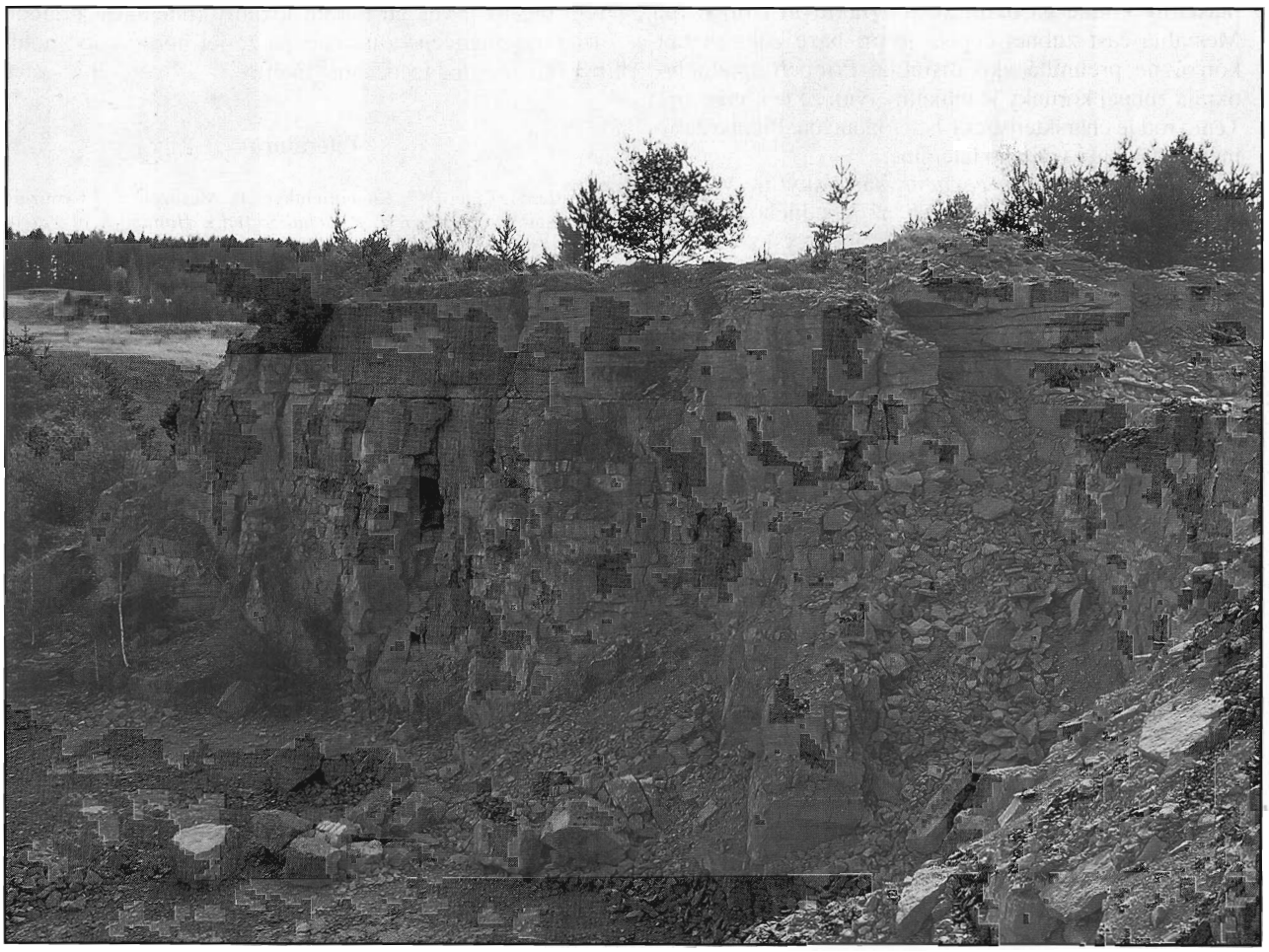
Trieda: *Chondrichthyes* Huxley 1880
Podtrieda: *Elasmobranchii* Bonaparte 1838
Nadrad: *Galeomorphii* Compagno 1973
Rad: *Lamniformes* Berg 1958
Čeľaď: *Lamnidae* Müller et Henle 1838
Rod: *Xiphodolamia* Leidy, 1877
Druh: *Xiphodolamia eocaena* (Woodward, 1889; obr. 4)

1964 *Xiphodolamia eocaena* – L. S. Glückman: Akuli paleogena etc., s. 144, tab. 9, obr. 1–6
1987 *Xiphodolamia eocaena* (Woodward 1889D) – H. Capetta: Chondrichthyes II etc., s. 97, obr. E–J

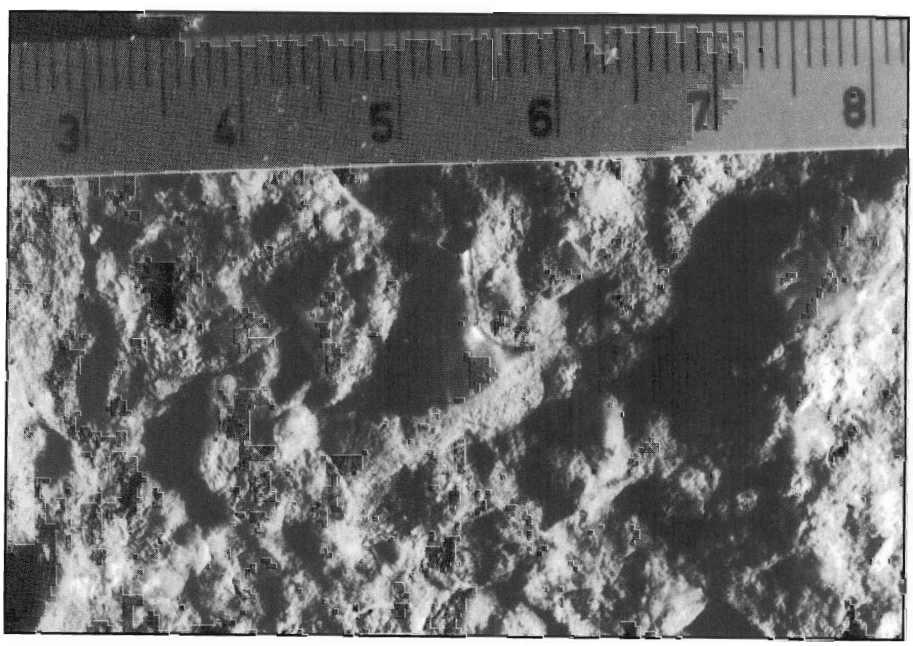
Opis: Ľavý horný laterálny zub je tmavogaštanovej farby, neúplne zachovaný, bez špičky a časti koreňa. Vidno labiálnu plochu zuba. Najmä bazálna časť koreňa akoby splývala s horninou (paleogénny zlepenec). Koreň je pomerne vysoký a takmer nepresahuje mesiodistálnu bázu zubnej korunky, čo je charakteristický znak tohto druhu (Glückman, 1964). Korunka zuba je pri báze široká a smerom nahor sa najmä v distálnej časti zužuje. Mesiálna aj distálna hrana zuba je ostrá a hladká,



Obr. 1. Schematická mapka Slovenska s vyznačením Spišskej Novej Vsi a lokalizácia kameňolomu Ďurkovec
Fig. 1. Sketch of Slovakia with location of the town Spišská Nová Ves and the Ďurkovec stone quarry



Obr. 2. Detailný pohľad na hornú časť lomu.
Fig. 2. Detail view on the upper part of the stone quarry.



Obr. 3. Zub žraloka druhu *Xiphodolamia eocaena*, labiálna strana
Fig. 3. Tooth of the shark *Xiphodolamia eocaena*, labial surface

praskliny kolmé na okraj zuba vznikli pri fosilizácii. Mesiálna časť zubnej čepele je pri báze zuba menej konkávne prehnutá ako distálna. Priebeh spodného okraja zubnej korunky je unikátny tým, že je konvexný. Tento rod je charakteristický heterodonciou. Predné zuby majú trocha iný tvar ako laterálne.

Druh *Xiphodolamia eocaena* sa vyskytuje v morských sedimentoch spodného až stredného eocénu (yprés – lutét; Capetta, 1987). Fosílne zvyšky sa našli v Anglicku, Belgicku a v Dánsku. Glückman (1964) uvádza jeho stratigrafický výskyt v spodnom až strednom eocéne bývalého ZSSR. Jeho nálezy sú pomerne vzácne. Zdá sa, že uprednostňoval hlbokovodnejšie prostredie. Je to prvý nález tohto druhu zo Slovenska. Zub je uložený v Múzeu Spiša v Spišskej Novej Vsi.

Rozmery: Maximálna výška zubnej korunky je 11,3 mm*, maximálna výška zuba 15,3* a maximálna šírka koreňa 15,2 mm.

* je nameraná dĺžka neúplného zuba s odlomenou špičkou

Záver

Na lokalite Ďurkovec sa prvý raz na Slovensku našiel zub žraloka druhu *Xiphodolamia eocaena* (Woodward, 1889), ktorý sa vyskytoval vo vrchnom paleocéne až v strednom eocéne. Nález nekorešponduje úplne s predtým určeným vekom hornín lokality (najmladší priabón až starší oligocén) a naznačuje, že jej horniny by mohli byť staršie, strednoeocénne (lutét).

Literatúra

Capetta, H. Ch., 1987: Chondrichthyes II. Mesozoic and Cenozoic Elasmobranchii. *In: H. P. Schultze (ed.). Handbook of Paleoichthyology, 3B. Stuttgart – New York, 193.*

Filo, I. & Siráňová, Z., 1996: Tomášovské vrstvy – nová litostratigrafická jednotka podtatranskej skupiny. *Geol. Práce, Spr., 102, 1–10.*

Glückman, L. S., 1964: Akuly paleogena i ich stratigraficeskoje značenie. *NAUKA, Akademia nauk SSSR Moskva–Leningrad, 229.*

Gross, P., Papšová, J. & Köhler, E., 1973: Sedimentológia a stratigrafia vrchnej časti bazálnej litofácie centrálnokarpatského paleogénu od Šarišskej vrchoviny po Liptovskú kotlinu. *Manuskript – archív GSSR Bratislava.*

Janočko, J., 2002: Centrálnokarpatský paleogénny bazén – vývoj a depozičné systémy. *Mineralia Slov., 34, 3–4, 159–180.*

Němejc, F., 1960: Paleobotanické výzkumy ve východoslovenském třetihorním útvaru. *Manuskript – archív ÚÚG Praha.*

Němejc, F., 1961: Paleobotanicko-stratigrafické výzkumy v širší oblasti Košicka, konané r. 1959. *Věst. ÚÚG Praha, 203–212.*

Sitár, V., 1965: Správa o veku terciérnych sedimentov Breznianskej kotliny na základe makroflóry. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Sitár, V., 1965: Paläogene Flora in dem Becken von Brezno (Mittelslovakei). *Geol. Sbor., XVI, 2, Bratislava, 299–302.*

Volfová, J., 1964: Ročná správa o predbežných makropaleontologických výskumoch na liste Spišská Nová Ves. *Manuskript – archív GSSR Bratislava.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 87–90

ŠKOLA GENETICKEJ PETROGRAFIE

Atolové granáty

DUŠAN HOVORKA

Univerzita Konštantína Filozofa, Trieda A. Hlinku 1, 949 74 Nitra

(Doručené 15. 3. 2004)

Atoll garnets

Garnets belong among the water-free silicates having high values for genetic interpretation of igneous as well as metamorphic rocks. They reflect chemical composition of protolith on one, and P–T conditions affecting during their origin on the other side. Garnets originate under relatively broad span of P–T conditions. Namely in combination with the other coexisting dark silicates they are used for calculation of the P–T paths of metamorphic processes.

Untill the very recent years no mention on atoll garnets in Slovak geological literature existed. In the column entitled School of genetic petrography of scientific journal Mineralia Slovaca author offers basic information dealing with this peculiar morphological type of garnet. On examples of the atoll garnets origin in different rock types a general summary is postulated as follows: Atoll garnets express nonequilibrium of originally compositionally zonal garnet crystals of magmatic as well as metamorphic origin.

Atoll garnets have not been reported from rock complexes which undervent only one metamorphic event (for example Alpine). In polymetamorphic complexes during younger event the unstable parts (in this case centres of crystals) were replaced by newly formed mineral association. Formation of this younger association took part under static or dynamic conditions as is shown in the figure in presented paper

Key words: various lithologies, atoll garnets

Granáty sa vyskytujú vo všetkých troch základných genetických skupinách hornín. Sú známe z eruptív aj z metamorfitov. Pre svoju stálosť bývajú pomerne častou klastickou zložkou rozličných typov sedimentárnych hornín a vo všetkých prípadoch majú vysokú výpovednú hodnotu, najmä pokiaľ ide o podmienky vzniku minerálnych asociácií hornín, v ktorých sa vyskytujú. Vhodnosť granátov na riešenie genetických otázok hornín vyplýva najmä:

a) z chemického zloženia granátov, ktoré patria medzi rozšírené bezvodné silikátové minerály,

b) z prakticky neobmedzenej miesivosti koncových členov najmä granátov zo skupiny pyralspitov,

c) z často pozorovaného kompozične zonálneho zloženia granátov magmatických aj metamorfovaných hornín,

d) zo zistenia, že granáty vznikajú vo veľmi variabilných P–T podmienkach metamorfnej rekryštalizácie a i.

Všeobecne sa akceptuje aj predpoklad, že granáty odrážajú najmä: 1) P–T podmienky (intenzitu metamorfnej rekryštalizácie) panujúce pri premene protolitu metamorfovanej horniny a 2) chemické zloženie hornín vstupujúcich do metamorfných reakcií.

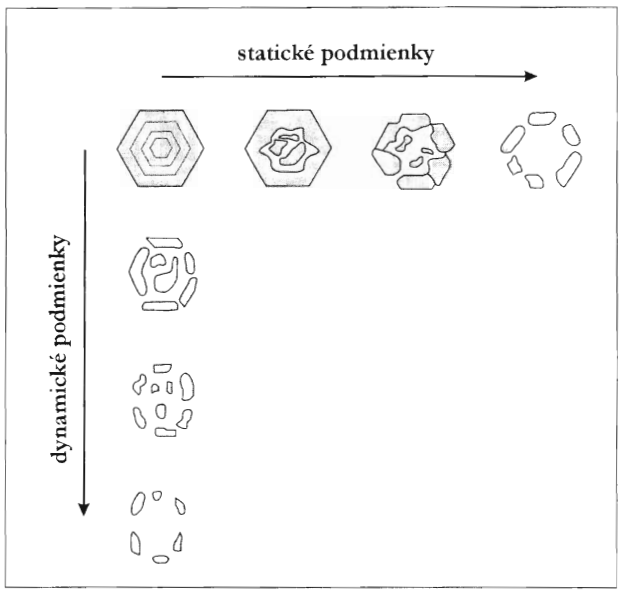
Napriek tomu, že sú atolové granáty pomerne rozšírenými fázami metamorfovaných bázických eruptív (eklogitov, amfibolizovaných eklogitov, amfibolitov, ale súčasne aj ortorúl a granitických hornín), v terajších našich učebniciach metamorfovaných hornín (Hejtman, 1962; Suk, 1983; Krist a Krivý, 1985) údaje o ich výskyte v týchto typoch metamorfitov chýbajú. A pretože vhodná moderná učebná pomôcka metamorfovanej petrológie (ktorá by zahrnula aj tento typ granátov) pre univerzitných študentov vyšších stupňov riadneho štúdia je v nedozernej diaľave, v tomto príspevku nastoľujeme aspoň základnú problematiku atolových granátov.

Keďže som v ostatnom čase mal možnosť študovať atolové granáty v niekoľkých typoch hornín a dobre sa zoznámiť s príslušnou základnou literatúrou, ďalej uvádzam zovšeobecňujúce aspekty a základné predstavy o spôsoboch ich generovania.

V tejto súvislosti si dovoľujem upozorniť čitateľov, záujemcov alebo aj špecialistov na problematiku metamorfovaných hornín, že základné petrogenetické otázky granátov ako horninových fáz sú obsahom súhrnného referátu Méresa a Hovorku (1989), na ktorý odkazujem. Informácie obsiahnuté v tomto príspevku možno pokladať za špecifikované doplnenie uvedeného referátu.

Definícia atolových granátov

Ako atolové sa v svetovej geologickej literatúre označujú granáty, ktorých morfológia v ploche výbrusu má prstencový, v prenesenom význame atolový tvar. Spravidla ide



Obr. 1. Schéma vzniku atolových granátov
Fig. 1. Schematic representation of atoll garnets origin.

o malé granátové kryštály, najčastejšie menšie ako 1 mm. Prstenec má spravidla kruhový prierez, ale môže byť aj „neukončený" či „prerušený". Táto nedokonale kruhová morfológia môže byť vyjadrená prítomnosťou jednotlivých kryštálov granátov „rožkovej" morfológie resp. prítomnosťou segmentov – budín, ktoré idealizovaným spojením dávajú kruhovú morfológiu. V niektorých prípadoch tieto granáty výrazne dokumentujú uplatnenie sa dynamickej zložky rekryštalizácie pri ich vzniku alebo po ňom, pričom podmienky dynamickej rekryštalizácie pôsobili krátky čas (obr. 1). Vonkajšie obmedzenie granátových prstencov je voči základnej hmote horniny idioblastické. Na vnútornej strane „bariéry" (pri použití terminológie všeobecnej geológie), t. j. prstenca je obmedzenie voči minerálnym fázam „lagúny" zložitejšie. Niektoré atolové granáty prekonali nerovnako intenzívnu deformáciu a mechanickú deštrukciu – rozpukanie či dokonca posun jednotlivých segmentov atolových prstencov. Hrúbka (prierez) steny „bariéry" je spravidla len 1/5 až 1/8 priemeru „lagúny".

Jedným zo spoločných znakov morfologicky dokonalých atolových granátov je ich drobnozrnný (pod 1 mm) vývoj a homogénnosť. Naproti tomu relikty granátov nepravidelného, často kostrovitého obmedzenia vyskytujúce sa v lagúnach majú vo väčšine prípadov početné a skladbou heterogénne uzavreniny rozličnej veľkosti a tvaru.

Príklady výskytu atolových granátov v horninách

Na priblíženie problematiky atolových granátov uvádzam niektoré ich výskyty v rozličných geologických jednotkách a vo variabilných horninových litotypoch.

V Západných Karpatoch sú atolové granáty doteraz známe iba z komplexu ortorúl Struhára v Ďumbierskych Tatrách (Pitoňák a Spišiak, 1989). Viažu sa na amfibolické ruly (obr. 2 a 3) a amfibolity (l. c.). Atolové granáty som zistil aj v leukokratných ortorulách tohto komplexu. Najnovšie sa našli v eklogite, ktorý je surovinou neolitickej kamennej sekerky zo Svodína (Spišiak a Hovorka, 2003; obr. 4 a 5). V tejto hornine tvoria viac ako 90 % všetkých granátov. Sú veľké 0,1–0,2 mm a v centrách majú nevýrazne vyšší podiel Mn a Ca ako na okrajoch „plných" granátov. Okraje majú rovnaké zloženie ako granáty „bariéry".

Atolové granáty sa častejšie vyskytujú v Českom masíve. Už z 19. stor. sú známe z Krušných hôr (citácie in Sattran, 1957), odkiaľ ich opísal Sattran (1957) a Klápová (1990). Vo variabilnom podiele sú zastúpené v eklogitoch, amfibolizovaných eklogitoch a v amfibolitoch. Novšie ich zistil Fediuk a Fediuková (1997) v acidných dvojsľudných ortorulách metamorfného ostrova pri Zbraslavi a konštatovali (l. c.), že majú odlišné zloženie ako atolové granáty metabazitov. Materská hornina týchto granátov prekonala dve štádiá metamorfnej rekryštalizácie. Staršia minerálna asociácia vznikla vo výrazne kinematických podmienkach, produkty mladšej fázy (medzi ne patria aj atolové granáty) v panujúcich postkinematických podmienkach.

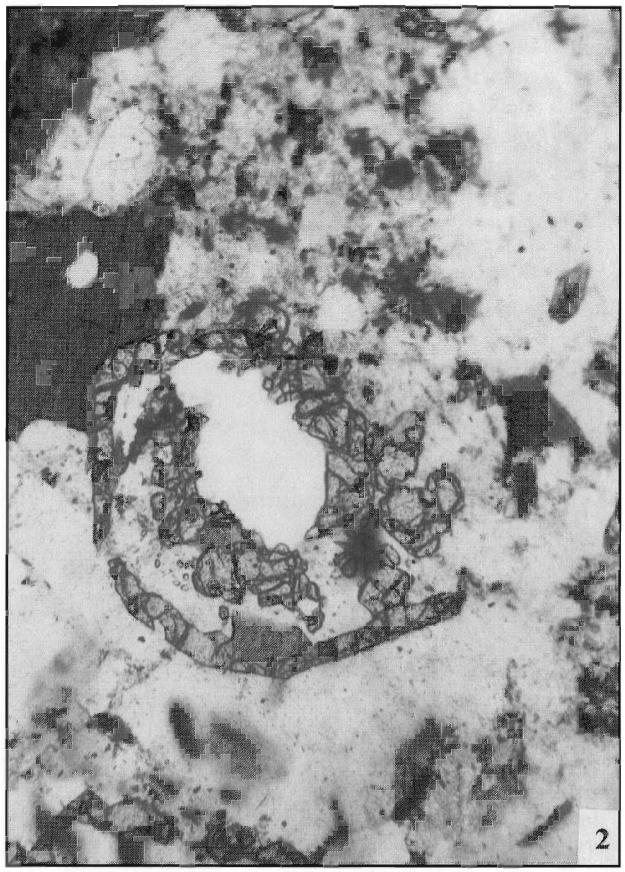
Atolovými granátmi rozličných geologických jednotiek prakticky všetkých kontinentov sa v posledných rokoch zaoberal rad ďalších autorov. Ako príklad uvádzam atolové granáty v kontaktnej aureole ardarského plutónu v Donegale v Írskej republike (Smellie, 1974). Tam v regionálne metamorfovaných metapelitoch v kontaktnej aureole granitu vznikli atolové granáty, ktoré v centrálnej časti zatláča prevažne biotit, v menšej miere plagioklas, kremeň a rudné minerály. Smellie (l. c.) zistil aj nahrádzanie granátov od okraja smerom do stredu. Ale atolové granáty vznikli len pri prvom z uvedených procesov.

Obr. 2. Atolový granát biotitovo-amfibolovej ortoruly z komplexu Struhára, Nízke Tatry. Negat. 96258, zväčš. 24x, // pol
Fig. 2. Atoll garnet from the biotite-amphibole orthogneiss of the Struhár complex, the Nízke Tatry Mts. Negat., 96258, magn. 24x, // polars.

Obr. 3. Atolové granáty biotitovo-amfibolovej ortoruly z komplexu Struhára, Nízke Tatry. Negat. 96259, zväčš. 24x, // pol
Fig. 3. Atoll garnets from the biotite-amphibole orthogneiss of the Struhár complex, the Nízke Tatry Mts. Negat. 96259, magn. 24x, // polars.

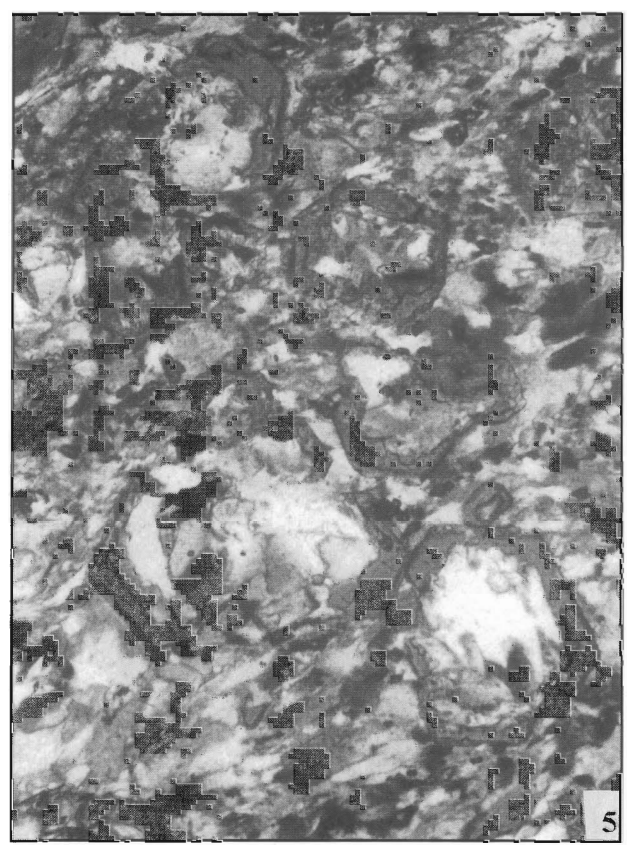
Obr. 4. Zhluk drobných (pod 0,1 mm) atolových granátov v retrogresne amfibolizovanom eklogite, ktorý je surovinou neolitickej sekerky (Hovorka a Spišiak, 2003). Zväčš. 18x, čiast. X pol
Fig. 4. Accumulation of tiny (less than 0.1 mm) atoll garnets in retrogressed amphibolized eclogite which was the raw material for the Neolithic axe (Hovorka and Spišiak, 2003). Magn. 18x, partly X polars.

Obr. 5. Atolové granáty z horniny ako v prípade obr. 4. „Lagúny" vypĺňa amfibol, klinozoisit a chlorit. Zväčš. 18x, čiast. X pol
Fig. 5. Atoll garnets from the same rock as above (Fig. 4). "Lagoones" are filled up by amphibole, clinozoisite and chlorite. Magn. 18x, partly X polars.


2

3

4


5

Ako posledný príklad uvádzam atolové granáty eklogitov zo známej oblasti ultravysokotlakovej metamorfózy (s coesitom) v Číne (Dabie Shan Mts). O'Brien a Carswell (www) podrobne študovali chemické zloženie idioblastických homogénnych aj atolových granátov a zistili, že vnútornú časť atolových granátov vypĺňajú veľké kryštály fengitu s inklúziami epidotu, omfacitu, amfibolu, kremeňa a rutilu. Autori (l. c.) dokumentovali zreteľnú chemickú zonálnosť atolových bariér s výrazným a prudkým rastom Mg smerom od stredu po okraje kryštálov atolových granátov a podali aj alternatívne vysvetlenie vzniku atolových granátov ako výsledku stability lemu jadra prekurzora atolových granátov bohatého na Mg s minerálmi matrixu eklogitu na jednej a nestability jadra prekurzora atolových granátov bohatého na Ca na druhej strane. Posledné granáty potom zatlačil zoisit, fengit a amfibol, pričom sa najmä vo fengite zachovali nepravidelné až kostrovito obmedzené drobné granáty.

Diskusia a genetické závery

– Atolové granáty sa vyskytujú v metamorfovaných a magmatických horninách rozličného minerálneho (aj chemického) zloženia (v amfibolizovaných eklogitoch, amfibolitoch, ortorulách, granitoidoch a i.), a preto chemické zloženie predmetamorfného protolitu nie je z hľadiska vzniku týchto granátov rozhodujúce.

– Atolové granáty sa vyskytujú v asociáciách rozličnej stratigrafickej príslušnosti a z metamorfovaných komplexov doteraz neboli opísané iba z jedného, najčastejšie alpínskeho cyklu.

– Podľa analýzy reliktov granátov z lagún a granátov tvoriacich „bariéru" lagúny možno určiť rozdiely v ich chemickej skladbe, t. j. kompozičnú zonálnosť pri porovnaní jadra a lemu pôvodných porfyroblastov granátov. Relikty granátov z lagún majú vyšší obsah Ca molekuly.

– Nerovnaký podiel granátov vo výplni lagúny a ich reliktná morfológia, ako aj ich – v porovnaní s granátmi samej bariéry atolov – odlišné chemické zloženie svedčia v prospech predstavy o metamorfnom pôvode výplne lagúny, ktorá vznikla zatlačením pôvodného jadra kompozične zonálneho granátu.

– Uvedené dokumentuje časovú následnosť v podstate (synkinematických) idioblastov granátov a zatláčanie ich jadier metamorfnými novotvarmi, medzi ktorými granáty predstavujú reliktné fázy, ale teoreticky aj možné metamorfné novotvary. V aplikácii na geologické procesy to znamená opakujúce sa metamorfné procesy za rozličných P–T podmienok alebo ich štadiálny priebeh. Pritom nasledujúci cyklus (vznik výplne lagúny) vždy prebiehal za iných podmienok ako predchádzajúci. Svedčí o tom nestabilita granátového jadra, ktoré reprezentujú jeho drobné relikty, v porovnaní s bariérou, ktorá je spravidla bohatšia na pyropovú molekulu.

Literatúra

Fediuk, F & Fediuková, E., 1997: Recrystallized atoll garnets in the orthogneiss of the Zbraslav metamorphic isle in western Bohemia. *Krystalinikum, 23, 7–17.*

Hejtman, B., 1962: Petrografie metamorfovaných hornin. *Praha, Nakl ČSAV, 539.*

Klápová, H., 1990: Eclogites of the Bohemian part of the Saxothuringicum. *Rozpr. Čs. Akad. Věd, 100, 5, 86.*

Krist, E. & Krivý, M., 1985: Petrológia. *Bratislava, Alfa, 461*

Méres, Š. & Hovorka, D., 1989: Význam granátov pre riešenie genézy metamorfovaných hornín. *Geol. Práce, Spr., 89, 137–158.*

O'Brien, P. J. & Carswell, T., Atoll garnet formation in an eclogite from the Dabie Mts., China. http://www.geo.uni-potsdam.de/Personal/OBrien/Atoll/atoll.html.

Pitoňák, P. & Spišiak, J., 1989: Mineralógia, petrológia a geochémia základných horninových typov kryštalinika Nízkych Tatier *Manuskript – archív GÚ SAV, Bratislava, 232*

Sattran, V., 1957: K petrogenesi krušnohorských amfibolitů a eklogit-amfibolitů. *Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ., 24, 129–156.*

Smellie, J. A. T., 1974: Formation of atoll garnets from the aureole of the Ardara pluton, Co. Donegal, Ireland. *Mineral. Mag. (London), 39, 878–888.*

Spišiak, J. & Hovorka, D., 2003: Eclogite with atoll-like garnets: Raw material of an Aeneolithic axe from the Svodín site, Slovakia. *Krystalinikum, 29, 139–146.*

Suk, M., 1983: Petrology of metamorphic rocks. *Praha, Academia, 323.*

Mineralia Slovaca, 37 (2005), 91–92

Nové geologické objekty v Slovenskom raji

LADISLAV NOVOTNÝ a JÁN TULIS

Speleologický klub Slovenský raj, Fraňa Kráľa 2, 052 01 Spišská Nová Ves

(Doručené 14. 7. 2004)

New geological body in Slovenský raj – National Park

A 500 m long geological body, consisting from basalts with occurrences of Upper Permian rauhwackes, probably Upper Cretaceous conglomerates and sandstones of Palaeogene was found in eastern part of National Park Slovenský raj in valley Lesnica along Tomášovský upthrust.

Key words: basalts, rauhwackes, Upper Cretaceous conglomerates, Palaeogene sandstones

Úvod

Pri karsologickom a geomorfologickom mapovaní sa v Slovenskom raji získal rad nových údajov. Ide o zistenie paleogénneho pieskovcového a zlepencového monolitu v jaskyni Skalné okno a Pieskovcová (Novotný a Tulis, 2002a) v rokline Piecky, bauxitu a Fe konkrécií (Novotný a Tulis, 2002b) v priestore krasovej planiny Glac. Najnovším je výskyt bazaltu a iné geologické zistenia, o ktorých v príspevku informujeme.

Opis lokality a výskytov

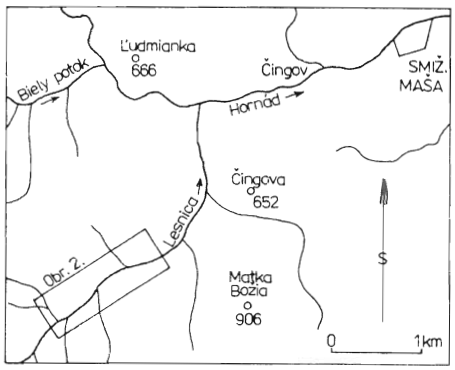
Lokalita je vo východnej časti Slovenského raja v dnovej časti fluviokrasovej doliny potoka Lesnica 1,8–3,3 km od jeho ústia do Hornádu (obr. 1). Stredom a pozdĺž lokality (obr. 2) prebieha 50–300 m široká zóna zlomov Tomášovského prešmyku so sklonom 20°–40° na SZ. Na zlomoch sa stýka geravský čiastkový príkrov (podložie prešmyku) s glackým čiastkovým príkrovom (nadložie prešmyku). Hlavná vetva zlomu vedie ľavými stráňami doliny v ich spodnej časti a ohraničuje dachsteinské vápence (geravský príkrov) pozdĺž ich sz. okraja od bridlíc a pieskovcov spodného triasu (glacký príkrov), ktoré v nadloží zlomu stúpajú do strání. Južná vetva prešmyku na V od tiesňavy Turník ohraničuje dachsteinské vápence od hornín spodného triasu, ktoré tvoria vnútorný segment zóny Tomášovského prešmyku. Súčasťou tohto segmentu je veľké teleso rauvakov. Na zlome sú dve pingy s hematitizovaným vápencom.

Okrem zložitých tektonických pomerov časti priebehu Tomášovského prešmyku a komplikovanej segmentácie hornín je tu významný nález a lokalizácia bazaltového telesa, niekoľko výskytov rauvakov a výskyt polymiktného štrku, pravdepodobne rezídua polôh vrchnokriedového zlepenca, a výskyt polôh paleogénneho pieskovca.

V úpätnej časti ľavých strání doliny Lesnice pozdĺž styku s alúvium potoka v sv. časti lokality (obr. 2) sa zistilo 0,5 km dlhé a do 50 m široké bazaltové teleso. Zo sz. strany ho od polôh dachsteinského vápenca ohraničuje súbežný zlom s Tomášovským prešmykom. Rovnako je ohraničené aj z jv. strany, a to zlomom prebiehajúcim pod alúviom potoka, kde sa stýka s bridlicami a pieskovcami spodného triasu, a smerom na VSV a ZJZ vyklinuje. Pri priečnom zlome smeru JV–SZ, ktorý prebieha dolinou Močiare a segmentuje teleso, sú ojedinelé odkryvy bazaltu (inde iba veľa úlomkov presutinovaných vápencom). V odkryvoch sú to silne zvetrané tmavé špinavozelené jemnozrnné horniny s drobným nepravidelným rozpadom. Mikroskopicky je hornina alterovaná, albitizovaná, s prejavmi karbonatizácie a obsahuje prevažne hypidiomorfné všesmerne usporiadané lišty albitu dlhé 0,08 až 0,5 a široké 0,006 až 0,04 mm v množstve 40–60 %. Živce sú lokálne albiticky zdvojčatené. Medzi živcami je v prevahe zakalený karbonát, ktorý tvorí aj nepriebežné žilky. Vzácny je chlorit. Hornina má spilitickú až pilotaxitickú štruktúru bez porfyrických výrastlíc. Je taká premenená, že sa pôvodné minerálne zloženie nedá určiť. Analyzovala sa (v ŠGÚDŠ a v Geoanalytických laboratóriách v Spišskej Novej Vsi v roku 2001) na zistenie obsahu oxidov (hmot. %) s týmito výsledkami:

SiO_2	50,09	CaO	9,90	K_2O	0,26
Al_2O_3	15,84	MgO	5,69	SO_3	0,02
Fe_2O_3 celk.	8,91	MnO	0,16	str. žíh.	2,41
FeO	4,33	P_2O_5	0,12	H_2O 350 °C	0,96
TiO_2	1,18	Na_2O	4,21	H_2O 105 °C	1,12

Podľa pomeru alkálií a Si v diagrame TAS (Le Maitre, 1984) hornina patrí do skupiny bazaltov na rozhranie medzi alkalickými a tholeiitovými horninami. V rovnakom telese 100 m na V sme zistili (roku 2002) horniny makroskopicky zhodné s melafýrmi s mandľovcovitou textúrou (typ hronika) a tiež tmavosivozelené kryštalické strednozrnité báziká bez znakov alterácie, ktoré vyžadujú podrobné štúdium. Podobnosť výstupu tohto bazaltového telesa s inými výskytmi v Slovenskom raji (Mello et al., 2000), hlavne pri Dobšinskej Ľadovej Jaskyni (serpentinity, bazalty), je istá. Spoločným znakom je pozícia v tesnom podloží Tomášovského prešmyku v prostredí



Obr. 1. Poloha lokality Lesnica (obr. 2) v Slovenskom raji.
Fig. 1. Position of Lesnica locality (Fig. 2) in National Park Slovenský raj.

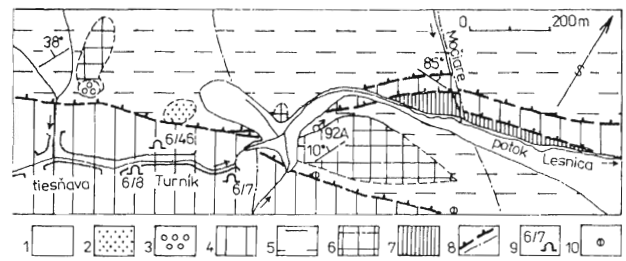
bridlíc a pieskovcov spodného triasu. Ich výstup a zaradenie by mali byť predmetom ďalšieho výskumu.

Inými novými objektmi sú tri výskyty rauvakov v prostredí fialových a zelenkavých bridlíc a pieskovcov spodného triasu (bódvaszilašské vrstvy). Dva z nich sú v nadloží Tomášovského prešmyku na S od tiesňavy Turník. Veľké teleso (400 x 150 m) rauvakov je vo vnútornom segmente zóny prešmyku na V od tiesňavy, a to nielen v početných veľkých úlomkoch, ale aj v odkryvoch so subhorizontálnym uložením (sklon 10°). Analýza z nich ukázala obsah $(SO_4)^{2-}$ 0,23 a 0,16 hmot. %. Rauvaky sú evaporickou a zároveň kolektorovou horninou, ktorá spravidla tvorí nadložie sadrovcov a anhydritov. Ich štruktúrne a textúrne znaky sú v súlade s rauvakmi v blízkom severogemerickom perme (Novoveská Huta a široké okolie), kde sú častou novoveského súvrstvia (bielovodských vrstiev) vrchného permu (Novotný a Miháľ, 1987). Prítomnosť rauvakov teda potvrdzuje, že je tu už odkryté podložie spodného triasu a zároveň naznačuje možný litofaciálny prechod z krompašskej (perm) do stratenskej skupiny (mezozoikum).

Rauvaky sme zistili aj v iných častiach územia, a to v zóne muránskeho zlomu (Kopanecké lúky) a na severnom okraji krasovej plošiny Havrania skala, vždy v spojitosti s bódvaszilašskými vrstvami a významnými zlomami, pozdĺž ktorých sú vyvlečené z podložia.

Na S od tiesňavy Turník (obr. 2) v tesnom nadloží Tomášovského prešmyku sa na malej ploche (10 x 10 m) vyskytujú dobre zaoblené obliaky štrku (do 20 ks) veľké 3–15 cm z kremeňa, kvarcitu, fylitického metamorfitu, ryolitu, diabázu, bridlice a zriedka z vápenca. Štrk je neznámeho pôvodu, ale predpokladáme, že je rezíduom zvetraného vrchnokriedového polymiktného zlepenca. Je tu viditeľná podobnosť s výskytmi takéhoto zlepenca pri Dobšinskej Ľadovej Jaskyni, ale nie v zložení, no v tektonickej pozícii pri Tomášovskom prešmyku. V rovnakej tektonickej pozícii sa zistili na malom výskyte na S od kóty Cigánka (Lipovec).

Rovnako na S od tiesňavy Turník v tesnom nadloží Tomášovského prešmyku na styku s dachsteinskými vápencami je enkláva početných úlomkov (úvoz cesty) hnedého strednozrnitého až hrubozrnitého pieskovca a ojedinelo hnedej drobnozrnitej sedimentárnej brekcie, ktorej základnou hmotou je uvedený pieskovec s úlomkami



Obr. 2. Lokalita Lesnica. 1 – alúvium, prelúvium, kvartér, 2 – pieskovce, paleogén, 3 – rezíduum zlepencov, vrchná krieda?, 4 – dachsteinské vápence, vrchný trias, 5 – bridlice, pieskovce, spodný trias, 6 – rauvaky, vrchný perm, 7 – bazalty, 8 – zlomy Tomášovského prešmyku, priečne zlomy, 9 – jaskyne, 10 – pingy
Fig. 2. Lesnica locality: 1 – alluvial deposits, pre-alluvial, Post Tertiary; 2 – sandstones, Paleogene; 3 – residue of conglomerates, Upper Cretaceous?, 4 – Dachstein limestones, Upper Triassic, 5 – slates, sandstones, Lower Triassic, 6 – rauhwackes, Upper Permian, 7 – basalts, 8 – faults of Tomášovský upthrust, transverse faults, 9 – caves, 10 – exploration works.

spodnotriasovej bridlice a vápenca. Pieskovec a brekcia sú makroskopicky podobné paleogénnym sedimentom. Okrem vápencov sú v okolí aj fialové bridlice a pieskovce bódvaszilašských vrstiev.

Záver

Niektoré naše nové údaje majú litostratigrafický a tektonický význam. Odkrytie, narezanie permského podložia (rauvakov) v doline Lesnice ukazuje, že severogemerický perm podstiela sekvencie stratenskej skupiny (podľa iných autorov silicika) aj v glackom čiastkovom príkrove. Opäť vzniká otázka, či krompašská skupina plynulo prechádza do stratenskej skupiny, alebo či nový výskyt bazaltov je znakom prítomnosti meliatika, a teda aj jednotky silicika. Ak je štrk rezíduom vrchnokriedových zlepencov a ak sa ich lokalizácia viaže na Tomášovský prešmyk, vynára sa ťažká otázka o ich primárnom výskyte a rozšírení v priestore. Myslíme si, že skôr ako sa budú prezentovať teórie a modifikácie o geologickej stavbe, treba dôkladne poznať situáciu v teréne, a to predovšetkým pozdĺž tektonického styku geravského a glackého čiastkového príkrovu a na styku s gemerikom. Podľa našich skúseností a indícií možno predpokladať, že sa pri podrobnom mapovaní môžu získať aj ďalšie nové dôležité údaje.

Poďakovanie. Za pomoc pri výskume ďakujeme Ing. J. Danielovi z organizácie URANPRES, s. r. o., Spišská Nová Ves

Literatúra

Mello, J. et al., 2000: Geologická mapa Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny. M 1 : 50 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ.*
Novotný, L. & Miháľ, F., 1987: Nové litostratigrafické jednotky v krompašskej skupine. *Mineralia Slov., 19, 97–113.*
Novotný, L. & Tulis, J., 2002a: Skalné okno – predpaleogénny kras v Slovenskom raji. *In: Výskum, využívanie a ochrana jaskýň. Liptovský Mikuláš, Správa slovenských jaskýň.*
Novotný, L. & Tulis, J., 2002b: Nálezy bauxitu v Slovenskom raji *Mineralia Slov., 34, 145–146.*

GeoVestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia Slovaca, roč. 37, č. 1

Obsah

3. výročný predvianočný seminár SGS 1
Geochémia 2004 (seminár) 16
Európsky sociálny fond 17
Kronika 18
Recenzie 20
Pozvánka – Kongres SGS – 2. cirkulár 23

3. výročný predvianočný seminár SGS

D. Plašienka

Výbor Slovenskej geologickej spoločnosti usporiadal vo štvrtok 16. decembra 2004 už tretí celodňový výročný seminár s podtitulom *Aktuálne problémy geologického výskumu Západných Karpát*. Podujatie sa uskutočnilo vo Veľkej sále Dionýza Štúra (budova Geofondu v areáli ŠGÚDŠ Bratislava) v príjemnej a tvorivej predvianočnej atmosfére. V jeho rámci odzneli referáty a prednášky zo širokého spektra disciplín geologického výskumu.

Popoludňajší program bol zameraný najmä na turbiditovú sedimentológiu a geológiu flyšových komplexov. Toto sympózium bolo venované významnému životnému jubileu (75. narodeninám) doc. Ing. Roberta Marschalka, DrSc., a nazvané *50 rokov turbiditovej teórie*.

Program celého seminára zostavil D. Plašienka a tvorili ho nasledujúce odborné referáty a prednášky:

P. Holec: Zvyšky žralokov z Hajnáčky, južné Slovensko

L. Šimon: Aktuálny stav poznania vulkanickej stavby Poľany severne od Hriňovej

V. Konečný a *J. Lexa:* Maary a diatrémy bazaltového vulkanizmu južného Slovenska – schéma evolúcie

J. Madarás (kľúčová prednáška): Problematika definitívneho ukladania jadrového odpadu – súčasné trendy vo svete a stav riešenia na Slovensku

D. Gregorová, F. Hrouda a *M. Kohút:* Magnetická stavba granitických a mezozoických hornín Veľkej Fatry – implikácie na hercýnsky a alpínsky vývoj

I. Petrík, P. Konečný a *M. Kováčik:* Datovanie monazitu z ortorúl a pararúl Nízkych Tatier – nové výsledky

P. Uher: Distribúcia Zr a Hf v predalpínskych granitoch a pegmatitoch Západných Karpát – indikátor protolitu a magmatickej frakcionácie

M. Kohút, P. Siman, P. Konečný a *I. Holický:* Nie amfibolity, ale metamorfný komplex Hlavinky v južnej časti bojnianskeho bloku Považského Inovca

P. Bačík, P. Uher a *J. Pršek:* Porovnanie chemického zloženia turmalínu v turmalinitoch Západných Karpát

M. Ondrejka, P. Uher a *J. Pršek:* Arzenáty REE – černovit-(Y), gasparit-(Ce) a arzénový monazit-(Ce) – chemické zloženie a substitúcia aniónových skupín v systéme $REEPO_4$–$REEAsO_4$ na príklade ryolitov z lokality Tisovec-Rejkovo

Z. Németh, W. Prochaska, M. Radvanec, M. Kováčik, J. Madarás, P. Koděra a *L. Hraško:* Genéza magnezitu a mastenca ako výsledok sekvencie geodynamických udalostí v stykovej zóne veporika a gemerika

V. Bezák a kolektív: Nová tektonická mapa Slovenska v mierke 1 : 500 000 a princípy jej tvorby

P. Grecula: Pokus o faciálnu analýzu paleozoických súvrství gemerika na základe novej geologickej mapy Spišsko-gemerského rudohoria

J. Kobulský: Litológia a litostratigrafia mezozoika na území Kojšov – Opátka – obal gemerika?

Sympózium *50 rokov turbiditovej teórie* reflektovalo súčasný stav sedimentologického výskumu hlbokomorských klastických formácií Západných Karpát a s tým späté témy, ako je biostratigrafia, korelácie a tektonika flyšových komplexov Vnútorných a Vonkajších Západných Karpát a bradlového pásma, pôvod klastického materiálu a pod., čiže témy rezonujúce v dlhoročnom a rozsiahlom diele jubilanta R. Marschalka.

Celá profesionálna kariéra R. Marschalka bola spätá so zrodom a neskorším triumfom turbiditovej teórie, ktorej sa u nás práve on stal prvým (a dlho aj jediným) protagonistom. R. Marschalko je jedným z prvých slovenských geológov, ktorí kvalitou svojich analytických prác prenikli do povedomia svetovej odbornej verejnosti a ktorému sa od nej dostalo aj uznanie v podobe ponuky publikovať v prestížnych kompendiách venovaných turbiditovej problematike a členstva v redakčnej rade medzinárodného časopisu Sedimentology.

Ako sa ukázalo aj z príspevkov sympózia, dnes už vo výskume turbiditových depozičných systémov pokračuje viac známych aj perspektívnych mladých slovenských geológov, ktorí na dielo R. Marschalka vedome nadväzujú. Viacerí z nich sú aj jeho priamymi žiakmi.

Výbor SGS želá v mene celej slovenskej geologickej obce jubilantovi pevné zdravie a ešte mnoho rokov aktívnej odbornej činnosti. Ad multos annos!

Na sympóziu boli nasledujúce referáty a prednášky:

J. Soták, L. Sliva a *D. Starek:* Paleoúdolia a kanály v systéme náplavových kužeľov centrálnokarpatskej paleogénnej panvy – interpretácia rozdielnej príslušnosti a prostredia vzniku pucovských a tokárenských zlepencov

D. Starek, J. Jablonský, R. Marschalko a *J. Soták:* Sedimentárny záznam veľkoobjemových gravitačných tokov a ich postavenie vo vývoji centrálnokarpatských paleogénnych súvrství na Orave

S. Staňová: Praktické využívanie štatistických metód pri sedimentologickom štúdiu turbiditových sekvencií

M. Kováčik: Sedimentárne fácie a depozičné prostredia vo východnej časti gelnickej skupiny gemerika

F. Teťák: Interpretácia profilov a rekonštrukcia sedimentácie na hlbokomorskom vejári (magurský bazén, Orava, Javorníky)

S. Jacko ml.: Rotácia blokov magurskej jednotky a vnútrokarpatského paleogénu v okolí bradlového pásma

Z. Stráník: Sedimentace a tektogeneze ve flyšovém pásmu Západních Karpat

O. Krejčí: Exogenní vývoj Vnějších Západních Karpat v závislosti na tektonických procesech

D. Pivko: Flyšové pásmo na kontakte Západných Karpát a Východných Álp

J. Soták, D. Plašienka a *R. Vojtko:* Paleogénne sedimenty veporského pásma – biostratigrafické údaje z nových výskytov na SSZ od Tisovca

D. Plašienka, D. Kissová, I. Dunkl a *R. Marschalko:* Znova o Andrusovovom chrbte vo svetle nových zirkónových FT vekov z obliakov exotických granitov bradlového pásma

Na akcii sa prezentovali aj tieto vývesky:

V. Bezák a kolektív: Tektonická mapa Slovenska v mierke 1 : 500 000

P. Grecula: Faciálne členenie staropaleozoických komplexov gemerika

Z. Németh: Evolúcia gemerika na pozadí multivariantnosti jeho geodynamickej interpretácie

V. Fejdi, I. Hrušecký, J. Kotulová, I. Baráth, A. R. Westerman, H. Lewis, G. Couples and *D. I. Tatum:* GIS in the hydrocarbon basin research in Slovakia

L. Pospíšil, I. Hrušecký a *V. Fejdi:* Pasívní okraj severoevropské platformy – možnosti a limity jeho interpretace

P. HOLEC: Zvyšky žralokov z Hajnáčky, južné Slovensko

Na známej lokalite Hajnáčka na južnom Slovensku sa okrem pliocénnych cicavcov našli aj žraločie zuby z podložných vrstiev. Tie sčasti pochádzajú z najnovších zberov z rokov 1996–2000, ale aj zo starých, ktoré tam robil prof. Fejfar z Prahy v rokoch 1955–1958, no nepublikoval ich (Fejfar, 1964). Fosílny materiál obsahuje 16 kusov, ale kompletný je iba jeden zub, kým ostatné sú vo väčšej alebo menšej miere poškodené. Svedčí to o alochtónnosti – intenzívnom preplavovaní a presune fosílií z pôvodného miesta uloženia.

Lokalita Hajnáčka je v Cerovej vrchovine asi 1500 m na JV od Hajnáčky v zárezе cesty v oblasti, z ktorej pochádza fauna cicavcov opísaná Fejfarom (1964) a ním označená ako Hajnáčka I. Budujú ju aj sedimenty a vulkanity spodnomiocénneho, presnejšie egenburského veku, ktoré tvoria dve litologicky odlišné súvrstvia. Spodné – filakovské – je morského, kým vrchné – bukovinské – kontinentálneho pôvodu.

Žraločie zuby z Hajnáčky pochádzajú z tachtianskych pieskovcov filakovského súvrstvia. Geologickú stavbu tejto oblasti opísal Vass a Elečko (1992) a najnovšie sa touto lokalitou zaoberá samostatná monografia Sabola et al. (in press) s kapitolou podrobne sa zaoberajúcou geologickými pomermi (Konečný et al.). Z celého materiálu (16 kusov najmä fragmentov) sa mi podarilo určiť tri druhy, a to *Carcharias acutissimus* (Agassiz, 1844), *Carcharias cuspidatus* (Agassiz, 1883) a *Carcharhinus priscus* (Agassiz, 1843).

Záver: Popri množstve zvyškov pleistocénnych stavovcov, najmä cicavcov, sa na lokalite Hajnáčka ojedinele našli aj žraločie zuby pochádzajúce z podložných sedimentov spodnomiocénneho veku (egenburg). Zvyšky týchto zubov majú stopy silného poškodenia a ováľania, a preto predpokladáme, že ich na istú vzdialenosť niesol vodný prúd. Ich výskyt potvrdzuje miocénny vek sedimentov, ich morský pôvod a normálnu salinitu morskej vody.

L. ŠIMON: Aktuálny stav poznania vulkanickej stavby Poľany v okolí Hriňovej

Vulkanický vývoj Poľany v okolí Hriňovej reprezentuje komplexná stratovulkanická stavba. Stratovulkán Poľana je polygenetický vulkán s erozívnou morfológiou vulkánu, intruzívnym komplexom a erozívnou kalderou. Vyvíjal sa v niekoľkých etapách vulkanickej aktivity v treťohorách v bádene až sarmate a od sarmatu podlieha dynamickej erózii pod vplyvom prebiehajúcich geologických pohybov v Západných Karpatoch.

Vulkanická činnosť začala formovať územie v bádene. Počiatočný vulkanizmus utvoril spodnú stratovulkanickú stavbu a spodnú tvorí striedanie lávových prúdov amfibolicko-pyroxenického andezitu a vulkanoklastických hornín. Prenikajú ňou ložné intrúzie andezitových porfýrov a je hydrotermálne premenená a propylitizovaná. Spodnú stavbu prekrývajú prevažne vulkanity vrchnej stavby stratovulkánu. Vulkanity spodnej stavby vystupujú na povrch na severnom svahu stratovulkánu.

V spodnom sarmate vznikla stredná stavba stratovulkánu. Reprezentujú ju produkty kyslého vulkanizmu späté s vývojom menšej kaldery. Vulkanická aktivita sa začala silnými explóziami plinijského typu. Produkty tohto typu sa uložili na severných, sz. a južných svahoch stratovulkánu a sčasti v subsidujúcej kaldere. Vulkanizmus neskôr sformoval extrúzie telies a lávových prúdov biotiticko-amfibolicko-hyperstenických ryodacitov s granátom viažuce sa výlučne na kalderu.

V sarmate sa formovala vrchná stratovulkanická stavba. Tvorí ju vulkanický komplex, ktorý v súčasnosti buduje vrcholovú časť pohoria. V jej nižšej časti prevažujú produkty explozívnej vulkanickej aktivity, v strednej sa striedajú pyroklastické horniny s epiklastickými vulkanickými horninami s ojedinele zastúpenými lávovými prúdmi a vrchnú časť tvorí sukcesia radiálne orientovaných stredne hrubých lávových prúdov pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov typických pre prechodnú vulkanickú zónu.

Vo vulkanickej stavbe Poľany v nasledujúcom geologickom období prebiehali dynamické erozívne procesy, pri ktorých v oblasti staršej subsidenčnej kaldery vznikla erozívna kaldera. Súčasnú vrcholovú časť Poľany odkrýva erozívny zrez a reprezentuje prechodná zóna vrchnej stratovulkanickej stavby Poľany, ktorá je typická pre súčasnú morfológiu stratovulkánu. Na základe paleovulkanickej analýzy predpokladáme, že denudácia postihla väčšiu časť polygenetického stratovulkánu Poľana, a tak sa zachovala iba tretina pôvodnej vulkanickej stavby.

V. KONEČNÝ a J. LEXA: **Maary a diatrémy bazaltového vulkanizmu južného Slovenska – schéma evolúcie**

Denudačný zrez v oblasti neogénno-kvartérneho vulkanizmu južného Slovenska obnažil prívodové systémy (neky a diatrémy) k povrchovým vulkanickým formám, ktorými sú maary, tufové a tufovo-troskové kužele. Na základe porovnania stavby a litologickej výplne maarov, tufových kužeľov a diatrém vznikol model ich evolúcie. Generálny trend evolúcie maarových/diatrémových vulkánov, začínajúci sa energickými freatickými erupciami (eruptovaný materiál pochádza prevažne z deštrukcie starších hornín) s prechodom do freatomagmatických erupcií s produkciou tufovo-lapilového tufu, erupcií surtseyského typu a v závere s prechodom do erupcií strombolského až havajského typu (budovanie troskových kužeľov), odráža zmeny v interakcii vystupujúcej magmy s vonkajším zdrojom vody. Voda je v okolitom horninovom prostredí ako podzemná (v zlomových systémoch alebo intergranulárna v sedimentoch) alebo v podobe maarového jazera.

Vývoj niektorých maarov sa skončil po energických freatických a freatomagmatických erupciách vznikom maarových jazier s maarovou sedimentáciou (alginity maaru Pinciná a diatomity maaru Jelšovec). Pri pokračujúcej aktivite za prítomnosti maarového jazera nasledovali erupcie surtseyského typu ako výsledok kontaktu vystupujúcej lávy s maarovým jazerom (maarový/tufový kužeľ Hodejov) a po jeho eliminácii aktivita prechádzala do erupcií strombolského až havajského typu s budovaním troskových kužeľov (troskový kužeľ Ostrá skala v nadloží maaru) už neovplyvnených vonkajším vodným zdrojom.

Predložená schéma evolúcie maarových/diatrémových vulkánov južného Slovenska odráža klesajúcu úlohu vody z vonkajších vodných zdrojov pri explozívnej interakcii magmy a vody.

J. MADARÁS: **Problematika definitívneho ukladania jadrového odpadu – súčasné trendy vo svete a stav riešenia na Slovensku (Hlbinné geologické úložisko na vysokoaktívny odpad a vyhorené jadrové palivo)**

Väčšina krajín s jadrovou energetikou prijala koncepciu, podľa ktorej je najvhodnejšou metódou na izolovanie rádioaktívneho odpadu a vylúčenie jeho nepriaznivých účinkov na biosféru jeho konečné uloženie do hlbokých podzemných úložísk vo vhodnom geologickom prostredí. Aj keď sa vyspelé krajiny sveta touto problematikou zaoberajú už vyše tridsať rokov, výnimočnosť konštrukcie hlbinného úložiska (ďalej HÚ), časová, finančná a technologická náročnosť spôsobujú, že v súčasnosti nie je takéto dielo definitívne vybudované v nijakej krajine. Najďalej pokročili svetové veľmoci, ako sú USA (WIPP – Nové Mexiko – začiatok skúšobnej prevádzky v roku 1999; Yucca Mountain – Nevada), Kanada (podzemné výskumné laboratórium URL Pinawa, Manitoba), Veľká Británia (Sellafield), Japonsko (Tono a Kamaiši, URL Mizunami, Honorobe), Francúzsko (Haute-Marne, Meuse, Vienne, Gard). Nie menej financií do projektov HÚ investovali aj vyspelé a bohaté štáty, ako je Švajčiarsko (URL Grimsel, Mont Terri), Nemecko (Morsleben, Konrad, Gorleben), Švédsko (URL Aspö, Oskarshamm), Fínsko (Olkiluoto) a Belgicko (URL Boom Clay – Mol). Experimenty v menšom rozsahu sa vykonávajú v podzemných laboratóriách v Českej republike, Číne, Indii, Kórei, Maďarsku (podrobnejší prehľad podáva Madarás et al., 1997). Celkovo je do medzinárodných projektov vyhľadávania a budovania HÚ zapojených 32 krajín (medzi nimi aj Slovensko).

HÚ sa buduje veľmi dlho, a tak sa vo väčšine krajín uvažuje až o rokoch 2025–2040. Dovtedy sa bude rádioaktívny odpad skladovať tak ako doteraz, teda v chránených povrchových alebo plytko uložených dočasných suchých či mokrých skladoch s kontrolovanou prevádzkou blízko jadrových elektrární. Podľa doterajšieho výskumu sú najvhodnejším horninovým prostredím na situovanie HÚ kryštalické horniny, hlavne granitoidy a sedimentárne horniny – íl. Možno na to využiť aj vulkanický tuf alebo soľné dómy. Tieto horniny sú najlepšou prírodnou bariérou proti nežiaducemu úniku škodlivých látok do okolia.

HÚ sa koncipuje ako sieť prístupových šácht a štôlní s hustou sieťou odrážok so samotným priestorom na uloženie odpadu. Situuje sa od 200 do 1000 m pod povrchom, mimo obehu podzemnej vody, tektonických diskontinuít a otvorených puklín. Lokalita musí spĺňať náročné požiadavky na dlhodobú stabilitu (seizmickú, denudačnú, vulkanickú), priaznivé hydrogeologické pomery, dostatočnú tepelnú vodivosť horniny a mnohé ďalšie parametre. Nemali by sa v nej vyskytovať nerastné suroviny a zdroje podzemnej vody, aby sa i vo vzdialenej budúcnosti vylúčilo neúmyselné narušenie úložiska napr. banskou činnosťou. Okrem geologických, technických a bezpečnostných hľadísk sa pri výbere lokality uplatňujú aj sociologicko-ekonomické a environmentálne hľadiská.

Rádioaktívnym odpadom je vyhorené jadrové palivo, odpad z prepracovania a ostatný rádioaktívny odpad z prevádzky a vyraďovania jadrových elektrární, ktorý je neprijateľný pre iné typy úložísk. Jeho umiestnenie a izolácia v HÚ podlieha tzv. multibariérovému princípu. Ten tvorí: samotné palivo a jeho pokrytie, ktoré odolalo extrémnym podmienkam v reaktore; úprava odpadu do vhodnej formy odolnej voči vylúhovaniu vodou; zapuzdrovanie upraveného odpadu a vyhoreného jadrového paliva do kovových kontajnerov odolných voči korózii; umiestnenie a utesnenie kontajnerov s odpadom v upravených podzemných priestoroch (Slovenské elektrárne, a. s., 2001).

Program vývoja HÚ na Slovensku

Štúdiom možností situovania HÚ rádioaktívneho odpadu sa do roku 1993 zaoberal Ústav jadrového výskumu v Řeži pri Prahe. Pre stabilnejšie geologické podmienky a vhodnejšie tektonické pomery Českého masívu sa s vybudovaním federálneho HÚ počítalo na českom území. Po rozdelení Československa v roku 1993 vznikol na Slovensku naliehavý problém likvidácie jadrového odpadu na vlastnom území. Práce na projekte vývoja HÚ sa začali v roku 1994 a nadviazali na práce vykonané v bývalej ČSFR. Projekt je financovaný zo Štátneho fondu likvidácie jadrovoenergetických zariadení a nakladania s vyhoreným jadrovým palivom a rádioaktívnym odpadom. Zadávateľom prác sú Slovenské elektrárne, a. s., Bratislava. Úvodné etapy programu boli zamerané na kritické zhodnotenie zahraničných skúseností z programov vývoja HÚ. Výskumno-vývojové práce sa vedú niekoľkými základnými smermi. Je to výber lokality, výskumno-vývojová činnosť, koordinácia projektu a medzinárodná spolupráca (Slovenské elektrárne, a. s., 2001).

ŠGÚDŠ sa do etapy výberu lokality na HÚ zapojil v roku 1996. V prvej etape sa vypracovali geologické kritériá na výber a hodnotenie lokalít HÚ RAO a ich celkovej akceptovateľnosti (Lukaj a Jelínek, 1997) v podobe päťdielnej stupnice priaznivosti. Potom sa za účasti širokého okruhu odborníkov začala plniť samotná etapa výberu perspektívnych území. Pre súčasný stav výberu je charakteristické kritické hodnotenie geologických údajov z prieskumu územia Slovenskej republiky a výber oblastí, v ktorých by sa mohli nájsť vhodné lokality na HÚ. V týchto oblastiach sa od roku 1996 vykonáva podrobný geologický výskum a prieskum. Pri ich výbere sa uplatňujú predovšetkým geologické kritériá (dlhodobá geologická stabilita, riziko seizmickej aktivity, charakteristika hostiteľskej horniny – litologická charakteristika, litologická homogenita a porušenie primárnymi diskontinuitami, stupeň tektonického porušenia (rozpukanosti), prítomnosť význam-

ných tektonických línií a tektonického rozčlenenia horninového masívu, rozmery základne kvázi homogénneho bloku (ďalej KHB), charakter okolitých hornín (nadložie a masívy susediace s KHB). Pri výbere sa dôsledne vylučujú oblasti s náleziskami prírodných zdrojov, s chráneným prírodným a kultúrnym dedičstvom. Výber hostiteľského horninového prostredia je doteraz otvorený – zvažuje sa kryštalické a ílové horninové prostredie.

V súlade s uvedenými kritériami sa doteraz do užšieho hodnotenia z pôvodných 15 oblastí vybrali štyri lokality: 1. Tribeč, 2. Žiar, 3/1. Veporské a 3/2. Stolické vrchy – hostiteľskou horninou sú hercýnske granitoidy; 4/1. Rimavská kotlina a 4/2. Cerová vrchovina – hostiteľským prostredím je neogénny íl.

V rokoch 1997–2001 v rámci projektov vyhľadávania a hodnotenia perspektívnych území prebiehal rozsiahly geologický výskum (Hók et al., 1997, 1999, 2001; Hraško et al., 2000; Kováčik et al., 1997, 1999, 2001; Lukaj et al., 1998a, b) a súbežne s ním aj geofyzikálne meranie (Tkáčová et al., 1999).

Geologický výskum sa zameral na hodnotenie geologickej stavby, petrologických, geochemických, tektonických a štruktúrnych pomerov, ložísk nerastných surovín, hydrogeologických a inžiniersko-geologických pomerov, geochémie hornín a vôd, geofyzikálnych pomerov a geologických faktorov životného prostredia. Súčasne prebiehal aj neotektonický a geomorfologický výskum vybraných území a jeho výsledkom sú podrobné účelové mapy vybraných území a príslušné geologické a geofyzikálne profily v mierke 1 : 50 000. Laboratórnymi prácami sa zisťovali fyzikálne, termofyzikálne a mechanické vlastnosti hostiteľských hornín. Zo špeciálnych metód sa použil napr. veľmi presný geodetický monitoring vo vybraných územiach metódou GPS zameraný na horizontálne a vertikálne mikropohyby horninových blokov, ako aj veľmi úspešné výsledky plynometrickej metódy – meranie obsahu pôdneho Rn v profiloch zlomových zón. Realizovali sa aj prvé technické diela – jadrové štruktúrne vrty RAO do hĺbky 200 m (RAO-1,2) a 250 m (RAO-3,4,5) s kompletnou geologickou dokumentáciou.

Doteraz posledné výstupy geologických prác v rámci projektu výberu HÚ rádioaktívneho odpadu sú z roku 2001 (Hók et al., 2001; Kováčik et al., 2001). Čiastkové výsledky sa prezentovali aj na zahraničných konferenciách a pracovných seminároch (Kováčik et al., 1996; Matejovič et al., 2001). V súčasnosti je na schválenie a realizáciu schválená ďalšia etapa projektu, ktorej cieľom je detailnejší prieskum, výskum a monitoring vybraných území.

D. GREGOROVÁ, F. HROUDA a M. KOHÚT: **Magnetická stavba granitických a mezozoických hornín Veľkej Fatry – implikácia na hercýnsky a alpínsky vývoj**

Štúdium vnútornej magnetickej stavby hornín – meranie anizotropie magnetickej susceptibility (AMS) – je veľmi efektívna metóda, ktorá významne pomáha chápať vznik a vývoj geologických jednotiek, ako aj ich vzájomné tektonické vzťahy. Dôležitosť a z hľadiska efektívnosti aj jedinečnosť takéhoto výskumu výrazne rastie napríklad v hlboko erodovaných granitových terénoch bez mezoskopických štruktúrnych indikátorov. Výsledky merania AMS hornín pohorí z uplynulých dvadsiatich rokov poskytujú základný obraz o vzájomných tektonických vzťahoch a o vnútornej štruktúre hornín kryštalinika, mezozoických sekvencií, ako aj paleogénnych flyšových formácií Západných Karpát (pozri Hrouda, 1983; Hrouda et al., 2003). Z globálnejšieho hľadiska sa dá konštatovať, že magnetická stavba býva často koaxiálna v granitických a metamorfovaných horninách kryštalinika, ale aj v mezozoických obalových sekvenciách, čo je výsledok spoločného alpínskeho deformačného vývoja v rámci Západných Karpát (Hrouda et al., 2003).

Tento náš príspevok nadväzuje na prvú etapu výskumu AMS hornín Veľkej Fatry (VF) z roku 2002 (Gregorová et al., 2003). Už prvé výsledky potvrdili významné rozdiely v magnetickej stavbe rozličných typov hornín granitoidného jadra pohoria, ktoré reprezentuje ľubochniansky granitoidný masív. Ide o typický kompozitný plutón budovaný viacerými typmi granitoidných hornín nerovnakého veku (Kohút, 1992; Kohút et al., 2001) a, ako dokázali merania AMS, aj s odlišnou vnútornou magnetickou štruktúrou. Východnej časti masívu dominujú smrekovické tonality (ST; 304 Ma) so zvyškami starších deformovaných magmatických hornín – ortorúl (OG), ako aj xenolitov pararúl. Na stavbe plutónu sa vo vertikálnom reze zúčastňujú aj kornietovské granodiority (KGD; 340 Ma), lipovské granity (LG; 356 Ma) a najmladšie ľubochnianske leukogranity (LLG), ktoré po tektonických líniách intrudovali do už solidifikovaného plutónu zloženého z ST + KGD + LG.

Aktuálne výsledky vychádzajú z hodnotenia 741 orientovaných vzoriek odvŕtaných terénnou jadrovou vŕtačkou s výplachom zo 64 lokalít situovaných najmä v kryštaliniku a v mezozoickom sedimentárnom obale VF (9 až 12 vzoriek/lokalita). AMS hornín sa merala na modernom kapamostíku KLY-3S (Jelínek a Pokorný, 1997) vo firme Agico, s. r. o., Brno, ktorá tento prístroj vyvinula, čiže za optimálnych podmienok na presné meranie s vysokou citlivosťou.

Krivky závislosti susceptibility od teploty indikujú v ST prítomnosť feromagnetického magnetitu, kým v KGD a LG je nositeľom magnetickej susceptibility paramagnetický biotit. Priemerná hodnota objemovej magnetickej susceptibility klesá od ST cez KGD po LG a OG. V ST dosahuje priemer 2378 x 10^{-6} [SI], čo indikuje, že ide o granitoidy typu I, pri KGD je to 520 x 10^{-6} [SI], čo spadá do rozsahu granitov typu S. Nízku objemovú susceptibilitu majú LG, priemer 144 x 10^{-6} [SI], ako aj OG, a to 140 x 10^{-6} [SI]. Nízka bola nameraná aj pri mezozoických sedimentárnych horninách, a to od -12 po 334 x 10^{-6} [SI]. Obdobne klesá aj stupeň magnetickej lineácie (L) a magnetickej foliácie (F) granitoidov. Najvyššie priemerné hodnoty má v ST: L = 1,043 a F = 1,055. KGD a LG majú tieto parametre mierne nižšie. Makroskopická foliácia OG sa prejavuje aj v ich vyššom stupni magnetickej foliácie (F = 1,107). Stupeň magnetickej lineácie, ako aj magnetickej foliácie mezozoických hornín varíruje v závislosti od horninového typu a deformačného postihnutia (L = 1,004–1,142; F = 1,002–1,175), ale v študovaných horninách celkovo mierne prevláda planárna magnetická stavba nad lineárnou.

Z porovnania prevládajúcich orientácií magnetickej lineácie aj foliácie vyplývajú signifikantné rozdiely medzi typmi hornín. Magnetická lineácia ST sa mierne skláňa na VJV, kým v KGD smeruje na V až SV. V LG sa skláňa na Z až JZ, ale v OG lineácie generálne smerujú na V (SV až JV). Lineácie mezozoických hornín sú orientované hlavne na SSV, v menšej miere na JJZ. Sklon magnetickej foliácie je väčšinou plochý až mierny, iba OG majú relatívne strmší sklon. Dominantný smer sklonu magnetickej foliácie ST je na S až SV a KGD varíruje medzi SV a JV, v LG smeruje na Z až SZ, kým v OG na V až JV. Smer sklonu mezozoických hornín kolíše od SZ na SV. Na mnohých lokalitách v mezozoiku VF sa orientácia magnetickej foliácie od orientácie makroskopickej sedimentárnej vrstvovitosti výrazne odlišuje, čo jasne indikuje deformačný pôvod magnetickej stavby.

Súčasné výsledky štúdia AMS hornín vo VF podporujú názor o pulzačnom charaktere ľubochnianskeho plutónu pohoria zisteného terénnym, petrologickým a geochemickým štúdiom a jednoznačne potvrdili, že sa jednotlivé typy granitoidov odlišujú nielen petrograficky, ale aj vnútornou magnetickou stavbou, čo je výsledok odlišného vzniku. Pretože sa v príkrovových jednotkách doteraz ovzor-

kovalo iba málo lokalít, nemožno o nich urobiť jednoznačné závery. Prvé výsledky poukazujú nielen na odlišnosti v magnetickej stavbe medzi nimi a mezozoickými obalovými sedimentmi, ale aj na oblasti s výrazným spoločným alpínskym deformačným vplyvom, ktorý zotrel prípadné pôvodné rozdiely. Takéto intenzívnejšie alpínske prepracovanie magnetickej stavby sa pri granitoidných horninách pozorovalo iba lokálne, a to blízko výrazných zlomových štruktúr. Je zrejmé, že magnetická stavba VF nie je výsledkom výraznej deformácie v mladšom (neogénnom) období, ale superpozíciou prevládajúcej pôvodnej hercýnskej stavby (pri granitoidoch) ovplyvnenej paleoalpínskym a neoalpínskym tektonickým vývojom.

I. PETRÍK, P. KONEČNÝ a M. KOVÁČIK: **Datovanie monazitu z ortorúl a pararúl Nízkych Tatier – nové výsledky**

Kryštalinikum južných svahov Ďumbierskych Tatier tvoria hlavne ortoruly s menším podielom pararúl. Obidva typy hornín obsahujú pomerne hojný monazit a sú vhodným objektom na datovanie monazitu chemickou metódou (Montel et al., 1996).

Monazit sme analyzovali v ŠGÚDŠ v Bratislave podľa metodiky Konečného et al. (2004). Z ortorúl sme datovali tri (oftalmity z Bystrej a Kulichovej doliny a stromatit z jz. svahu Struhára) a z pararúl dve vzorky (masívnu biotitickú rulu z Gelfúsovej doliny a sillimaniticko-granátový metapelit z Krpáčova).

Monazit je v ortorulách aj v pararulách zavretý hlavne v biotite, niekedy podlieha premene, rozpadáva sa na sekundárny apatit, niekedy s lemom Th minerálu (huttonit?) a na REE epidot (allanit?) v biotite. Ide o podobnú premenu, akú z veporika opísal Broska a Siman (1998). Monazit často obsahuje domény obohatené o Y a ťažké REE. Zloženie monazitu ovplyvňuje hlavne substitúcia na xenotím [$2LREE^{3+} = Y^{3+} + HREE^{3+}$]. Ortoruly aj pararuly dosahujú 10–11 mol. % xenotímu. Menej významná je substitúcia na brabantit [$2LREE^{3+} = (Th, U)^{4+} + Ca^{2+}$] (do 7 mol. %) a huttonit (do 5 mol. %). Najbližšie k čistému monazitu sú analýzy z biotitickej pararuly. Vzorky ortoruly a pararuly obsahujúce xenotím možno použiť na výpočet teploty empirickým termometrom (Heinrich et al., 1997; Pyle et al., 2001). Podľa termometrov obsah Y (xenotímovej zložky) v monazite s teplotou stúpa. Monazit z ortoruly indikuje teplotu 552 ± 25 °C a z pararuly 460 ± 90 °C.

Vek monazitov z ortorúl sa vypočítal zo 73 analýz štyroch vzoriek a zo 40 analýz dvoch vzoriek pararuly. Štatistická procedúra zakomponovaná v programe DAMON (Konečný et al., 2004) rozdelí údaje na podsúbory, vypočíta vážený priemer a MSWD pre dve alebo aj niekoľko udalostí. Pri priemernej odchýlke merania ± 25–30 mil. rokov by sa dali od seba odlíšiť dve udalosti vzdialené najmenej 30 mil. rokov: pri ortorulách (1) 336 ± 5, 384 ± 6 a (2) 323 ± 7, 356 ± 6, 397 ± 9 a pri pararulách 345 ± 4, 375 ± 5 a (2) 338 ± 6, 357 ± 5, 386 ± 7 mil. rokov. Monazit zjavne zachytáva niekoľko vekov, pričom medzi ortorulami a pararulami nie je veľký rozdiel. Najstarší údaj (okolo 390 mil. rokov) môže zodpovedať synmetamorfnej intrúzii granitového protolitu ortorúl a metamorfóze pararúl. Vek zodpovedá zirkónovému datovaniu Putiša et al. (2002; 381 ± 6 mil. rokov), mladší (350–360 mil. rokov) hlavnej fáze variského metamorfizmu a intrúzii karbónskych granitov typu S, keď sa mohol komplex ortorúl deformovať. Najmladší údaj (okolo 330 mil. rokov) zodpovedá veku mylonitizácie ortorúl a vzniku neskorého muskovitu ($^{39}Ar/^{40}Ar$ datovanie Dallmayera et al., 1993).

Okrem týchto vekov tvoria analýzy z pararúl menší vrchol pri 460 mil. rokov a môže zodpovedať veku sedimentárneho protolitu. Monazit je teda zjavne schopný zachovať vo svojom zložení dlhú polymetamorfnú históriu a poskytnúť vekové údaje z doteraz málo známych oblastí kryštalinika.

Práca vznikla ako súčasť grantu GA 4096. Metodika datovania monazitu sa riešila v rámci úlohy 12-01-9/100 (Ministerstvo životného prostredia SR).

P. UHER: **Distribúcia Zr a Hf v predalpínskych granitoch a pegmatitoch Západných Karpát – indikátor protolitu a magmatickej frakcionácie**

Geochemická distribúcia Zr a Hf v predalpínskych (hercýnskych orogénnych až permsko-triasových postorogénnych) granitoch a granitových pegmatitoch Západných Karpát je dobrým indikátorom ich protolitu a stupňa magmatickej frakcionácie. Celkovo sa zhodnotilo 215 vzoriek granitoidných hornín z celých Západných Karpát analyzovaných na stopové prvky metódou ICP-MS (laboratórium Memorial University of Newfoundland, St. John`s, Kanada).

V spodnokarbónskych granitoch až granodioritoch typu S (najmä bratislavský masív Malých Karpát, Považský Inovec, Suchý – Malá Magura, Žiar, sčasti Veľká Fatra a rimavický masív) je obsah Zr a Hf všeobecne nižší (15–246 ppm Zr, priemerne 99 ppm, a 0,5–5,7 ppm Hf, priemerne 2,7 ppm), čo súvisí s tvorbou týchto granitov pri parciálnom tavení prevažne kôrového metasedimentárneho materiálu, pri ktorom značná časť Zr a Hf viazala v zirkóne, nepretavila sa a zostala v restite. Priemerný obsah Zr/Hf (hmot.) v granitoch typu S (35) je nižší, ako sa udáva pri priemernej kontinentálnej kôre (41), čo indikuje uplatnenie sa frakčnej kryštalizácie s obohacovaním Hf a s poklesom pomeru Zr/Hf. Tento frakcionačný trend je výrazný najmä v pegmatitoch – derivátoch granitov typu S, ktoré obsahujú len 5,7–33 ppm Zr (priemerne 18 ppm) a 0,4–2,3 ppm Hf (priemerne 1,0 ppm); pomer Zr/Hf v pegmatitoch klesá až na 9,4–33 (priemerne na 19).

Zvýšený obsah Zr a Hf možno pozorovať v bázickejších biotitických (leuko)tonalitoch až granodioritoch typu I spodnokarbónskeho až vrchnokarbónskeho veku (najmä ďumbierskeho, prašivského a sihlianskeho typu, tonality Tribeča, Tatier, Malej Fatry, Čiernej hory atď.). Obsah Zr sa pohybuje v intervale 49–376 ppm (priemerne 193 ppm), Hf medzi 1,5–8,3 ppm (priemerne 4,6 ppm) a vyšší je aj priemerný pomer Zr/Hf = 42, analogický priemernej kontinentálnej aj oceánskej kôre (40–41). Tieto hodnoty dobre dokumentujú nižší stupeň frakcionácie, ako aj vyššiu teplotu a tým aj dôkladnejšie pretavenie odlišného, najmä magmatogénneho protolitu granitov typu I oproti typu S.

Špecializované postorogénne permské granity typu S_S v gemeriku sú nepochybne najfrakcionovanejšou magmatickou suitou v Západných Karpatoch, čo výstižne ukazuje aj distribúcia Zr a Hf. Ich obsah je veľmi nízky najmä v granitoch so vzácnoprvkovou Li-Sn-Nb-Ta-W mineralizáciou a celkovo varíruje v intervale 27–215 ppm Zr (priemerne 62 ppm) a 1,2–4,7 ppm Hf (priemerne 2,0 ppm). Oveľa nižší je aj priemerný pomer Zr/Hf = 29. Tieto hodnoty zreteľne odlišujú výrazne kontinentálny vyzretý metasedimentárny protolit a silné uplatnenie sa procesov magmatickej frakcionácie s vysokou aktivitou fluíd (H_2O, F, B) v granitoch gemerika.

Špecifickú distribúciu Zr a Hf ukazujú postorogénne, permsko-triasové granity typu A (turčocký, upohlavský, velenský a hrončocký), ktoré sa vyznačujú ich vysokým obsahom: 49–587, priemerne 221 ppm Zr a 1,9–12, priemerne 5,2 ppm Hf, pričom priemerný pomer Zr/Hf = 40, čím je analogický granitom typu I. Tieto hodnoty môžu

naznačovať kontinentálny alebo aj oceánsky protolit zrejme magmatického pôvodu (staršie granitoidy typu I?) a špecifický priebeh magmatickej frakcionácie pri vysokej teplote, nízkej aktivite H_2O a zvýšenej aktivite F v extenznom geotektonickom prostredí.

Geochemická distribúcia Zr a Hf tak poukázala jednak na kompatibilné správanie Zr a Hf, ako aj na odlišnosti protolitu, PTX podmienok a stupňa frakcionácie jednotlivých genetických suít predalpínskych granitov a pegmatitov Západných Karpát.

M. KOHÚT, P. SIMAN, P. KONEČNÝ a I. HOLICKÝ: **Nie amfibolity, ale metamorfný komplex Hlavinky v južnej časti bojnianskeho bloku Považského Inovca**

Kryštalinikum Považského Inovca (PI) patrí medzi najmenej preskúmané územia Západných Karpát (ZK), lebo o jeho stavbe je v západokarpatskej literatúre málo publikovaných údajov. Väčšinou ide o stručné zmienky. Prvé poznatky sú z prác Beudanta (1822) a neskôr Štúra (1860), ktorý z kryštalinika PI spomína muskovitickú žulu a muskovitickú rulu prechádzajúcu do muskovitických svorov. Ďalšie údaje sú v prácach Stacheho (1864) a Uhliga (1903). Za prvej svetovej vojny územie PI mapoval Ferenczi (1915, 1916, 1917, 1918 a 1934), no venoval sa viac mezozoickým komplexom. Okrem rúl, svorov a fylitov z kryštalinika uvádza aj výskyt amfibolitov, granitov, aplitov, pegmatitov, ako aj porfyroidov a hádam ako prvý v západokarpatskej literatúre použil termín *ortogneisz* na označenie dynamicky, tlakovo postihnutých granitov. Systematicky kryštalinikum PI skúmal Kamenický (1956, 1958), Kamenický in Cambel et al. (1961) a Kamenický in Maheľ (1967). Je aj autorom podkladov z kryštalinika tohto pohoria do generálnej mapy v mierke 1 : 200 000.

Kamenický (l. c.) vyčlenil nasledujúce horninové typy: 1) seriticko-chloritické fylitické bridlice a fylity, 2) muskovitické a biotitické svory a svorové ruly, 3) biotitické pararuly, 4) migmatity, 5) granitizačné žuloruly, 6) žuly (granity) a 7) metabazity ofiolitového vulkanizmu (amfibolity).

Predmetom tohto príspevku je komplex metamorfovaných hornín v južnej časti bojnianskeho bloku – t. j. na J a JV od kóty Marhát.

Študované územie je podobne ako väčšia časť PI pomerne intenzívne presutinené kvartérnymi sedimentmi s minimom prirodzených odkryvov a vyznačuje sa i značným stupňom zvetrania hornín. Aj napriek tomu sa nám pri novom mapovaní podarilo získať dosť kvalitných, reprezentatívnych vzoriek. Z podrobného petrografického výskumu vyplynulo, že dominantným horninovým typom sú tmavosivé jemnozrnné, laminárne až nevýrazne páskované metamorfované horniny peliticko-psamitického charakteru. Na ich minerálnom zložení sa zúčastňuje kremeň, plagioklas. K živec, biotit a z akcesórií hlavne granát, zirkón a monazit. Ojedinele sa v tomto metamorfovanom komplexe identifikovali malé polohy čiernych, grafitických bridlíc alebo grafitických metakvarcitov, ako aj vápenato-silikátových hornín – erlánov. Metamorfná rekryštalizácia spätá s umiestnením mezohercýnskych granitoidov dosiahla vyššiu časť fácie zelených bridlíc resp. spodnú časť amfibolitovej fácie. Ale v údolí potoka Hlavinka sme zdokumentovali aj štyri ložné polohy metabazitov – amfibolitov, ako aj ich tufitických analógov. Pracovne sme celý tento súbor metamorfných hornín podľa typického profilu v údolí tohto potoka nazvali *metamorfným komplexom Hlavinky.*

S kartografickým vyjadrením územia boli v minulosti aj ťažkosti, lebo Ferenczi (op. cit.) vo svojich raných prácach jeho horniny zaradil medzi jurské bridlice. Neskôr Kamenický územie v generálnej mape zobrazil ako amfibolity, aj keď vo vysvetlivkách pripustil, že sa amfibolity lokálne striedajú s tenkými rulovými polohami. Ale náš súčasný výskum potvrdil, že dominantnými hornınami tohto komplexu sú metamorfované peliticko-psamitické horniny, kým amfibolity tvoria iba menšiu časť metamorfného komplexu Hlavinky. Z geochemického hľadiska sa potvrdil drobový charakter protolitu hornín, pričom sa tieto droby derivovali z kyslého až intermediárneho – magmatogénneho zdroja, pôvodného aktívneho kontinentálneho oblúka. Datovanie monazitu elektrónovým mikroanalyzátorom CAMECA SX-100 ukázalo, že vek poslednej metamorfnej (periplutonickej) udalosti je spätý s umiestnením mezohercýnskych granitoidov pred 350–340 Ma.

Záverom konštatujeme, že južnú časť bojnianskeho bloku kryštalinika PI buduje metamorfný komplex Hlavinky, ktorý tvoria metamorfované staropaleozoické vulkanickosedimentárne horniny (hlavne metadroba, v menšej miere metapelity, metakvarcity, metakarbonáty a čierne bridlice, lokálne s polohami metabazitov) pochádzajúce z kontinentálneho okraja zaoblúkovej panvy *(back arc basin)*, resp. z recyklovaného ensialického magmatického oblúka.

P. BAČÍK, P. UHER a J. PRŠEK: **Porovnanie chemického zloženia turmalínu v turmalinitoch Západných Karpát**

Turmalinity sú stratiformné horniny obsahujúce najmenej 15–20 obj. % turmalínu. Výskyty turmalinitov v Západných Karpatoch sa viažu na rozličné geologické prostredie. Rozlišujú sa turmalinity *in situ* a exotické redeponované turmalinity. Turmalinity *in situ* s doteraz nejasnou genézou sa vyskytujú v kryštaliniku veporika (Beňuš, Bacúch) a gemerika (Zlatá Idka, Smolník). Klasty redeponovaných turmalinitov sa viažu na permsko-spodnotriasové kontinentálne klastické sedimenty veporika (ľubietovská skupina), tatrika (lúžňanské súvrstvie) a kriedové konglomeráty pieninského bradlového pásma (klapská jednotka). Študovali a porovnávali sme chemické zloženie turmalínu z turmalinitov pomocou elektrónovej mikroanalýzy (EMPA) z veporika, tatrika a bradlového pásma.

Študované turmalinity *in situ* na lokalite Bacúch v Kráľovohoľských Tatrách (kryštalinikum veporika) sa viažu na produkty paleozoického acidno-intermediárneho vulkanizmu v rámci komplexu Jánovho grúňa (Miko a Hovorka, 1978). Turmalinické horniny tvoria tenké, cm až dm polohy vo fylitoch. Turmalín tvorí jemnozrnný až submikroskopický agregát drobných kryštálov hnedej farby (Chovan et al., 2000).

Redeponované turmalinity vo forme klastov sa vyskytujú v zlepencových polohách v telesách spodnotriasového kremenca tatrika, a to najmä v Malých Karpatoch. Kremence sa interpretujú ako kontinentálne sedimenty v (semi)aridnej klíme s prevládajúcim eolickým transportom materiálu a s občasnými divočiacimi tokmi prinášajúcimi hruboklastický detritus (Mišík a Jablonský, 2000). Podľa súčasných paleografických poznatkov (Michalík, 1994) sú zdrojovou oblasťou klastík pravdepodobne metamorfné komplexy interných zón hercýnskeho orogénu, najskôr z dnešného Centrálneho masívu vo Francúzsku (Uher, 1999). Obliak turmalinitu z pieninského bradlového pásma pochádza z polymiktných zlepencov albu až cenomanu klapskej jednotky na lokalite Orlovo.

Analýza turmalínu zo študovaných turmalinitov potvrdila jeho veľkú kryštalochemickú rôznorodosť. Turmalinity *in situ* z Bacúcha majú usmernenú textúru s asociáciou turmalín – kremeň – albit – muskovit s akcesorickým zirkónom a Fe-Ti oxidmi. Turmalín zo študovaných vzoriek je chemicky najmenej variabilný, zväčša s dravitovým jadrom a skorylovým okrajom, s poklesom *X*-vakancií smerom k okrajom kryštálov.

Redeponované turmalinity zo spodnotriasových kremencov sú kremenno-turmalínové horniny so všesmernou alebo usmernenou

textúrou. Lokálne sa vyskytuje živec, muskovit, biotit, chlorit, epidot, zirkón, monazit-(Ce), xenotím-(Y), hematit, rutil a titanit. Chemické zloženie turmalínu sa pohybuje medzi koncovými členmi dravit – skoryl – foitit. Výnimočné je zloženie okrajovej zóny turmalínu s dravitovo-skorylovým jadrom z Devínskej Kobyly, ktoré sleduje trend dravit – povondrait resp. skoryl – povondrait a približuje sa feruvitu bohatému na Fe^{3+} s Ca blízkym 0,50 *apfu*.

Obliak turmalinitu z Orlového v klapskej jednotke je takmer monominerálna hornina s „pseudoporfyrickou" štruktúrou, v ktorej mikrokryštalický turmalín tvorí „matrix" a zhluky prizmatického hrubokryštalického turmalínu v podobe „výrastlíc" sú v ňom uzavreté. Kremeň vystupuje len lokálne a akcesoricky je zastúpený zirkón a Fe-Ti oxidy. Prizmatický turmalín skorylového zloženia je charakteristický vyšším obsahom Al (do 7,30 *apfu*), naopak v „matrixovom" skoryle podiel Al klesá až na 4,26 *apfu*, pričom pomer Fe výrazne rastie (do 3,29 *apfu*) s predpokladaným vystupovaním $Fe^{3+}(Z)$ a zastúpením povondraitového člena.

Z porovnania chemického zloženia turmalínu v jednotlivých typoch turmalinitov vyplýva odlišnosť turmalinitov *in situ* a redeponovaných turmalinitov. Väčšia variabilita zloženia turmalínu z redeponovaných turmalinitov môže signalizovať odlišné genetické prostredie v porovnaní s turmalinitmi *in situ*, s rozdielnymi teplotno-tlakovými (prítomnosť *X*-vakantného foititu môže indikovať nižšiu teplotu kryštalizácie) a oxidačnoredukčnými podmienkami (prítomnosť Fe^{3+}). Aspoň časť zdrojových hornín exotických redeponovaných turmalinitov môže byť mimo priestoru Západných Karpát, lebo sa doteraz nenašli ekvivalentné horniny *in situ* a zodpovedajú tomu aj transportné smery v prípade turmalinitov zo spodnotriasových kremencov tatrika (Mišík a Jablonský, 2000).

M. ONDREJKA, P. UHER a J. PRŠEK: **Arzenáty REE – černovit-(Y), gasparit-(Ce) a arzénový monazit-(Ce) – chemické zloženie a substitúcia aniónových skupín v systéme $REEPO_4$–$REEAsO_4$ na príklade ryolitov z lokality Tisovec-Rejkovo**

V malom telese spodnotriasových ryolitov typu A silicika na lokalite Tisovec-Rejkovo (Ondrejka, 2004) sa elektrónovou mikroanalýzou identifikovala unikátna akcesorická asociácia arzenátov REE-Y – černovit-(Y) $YAsO_4$ a gasparit-(Ce) $CeAsO_4$ spolu s arzénovým monazitom-(Ce) $Ce(P,As)O_4$. Uvedené Y-REE-As-P fázy vystupujú ako veľmi drobné (do 0,01 mm) hypidiomorfné až xenomorfné inklúzie rozptýlené v základnej hmote alebo v intersticiálnych pozíciách medzi kremeňom a albitom.

Obsah Y v černovite-(Y) sa pohybuje v intervale 30,5–32,1 hmot. % Y_2O_3, koncentrácie HREE (Gd_2O_3 až Lu_2O_3) varírujú medzi 18,2–19,9 hmot. %, kým obsah LREE (La_2O_3 až Sm_2O_3) je podstatne nižší (3,1–5,4 hmot. %), UO_2 a ThO_2 sa pohybuje od 3,2 do 4,5 hmot. %. Atómový pomer As/(As+P) = 0,89–0,95, čo poukazuje na nízke zastúpenie xenotímovej molekuly v štruktúre černovitu-(Y) v rámci izoštruktúrneho tuhého roztoku $YAsO_4$–YPO_4.

V gasparite-(Ce) je dominantne zastúpený Ce; jeho koncentrácia sa pohybuje v intervale 33,7–36,8 hmot. % Ce_2O_3. Suma ostatných LREE sa pohybuje od 25,3 do 28,4 hmot. % oxidov, kým suma HREE od 4,1 do 4,9 hmot. % a Y_2O_3 len 0–0,12 hmot. %. Atómový pomer As/(As+P) sa v gasparite-(Ce) pohybuje od 0,59 do 0,74, čo indikuje relatívne výrazné zastúpenie monazitovej molekuly v rámci tuhého roztoku $CeAsO_4$–$CePO_4$.

Arzénový monazit-(Ce) sa vyznačuje dominantným zastúpením Ce (33–39 hmot. % Ce_2O_3), suma La_2O_3 až Sm_2O_3 dosahuje 24–29 hmot. %, kým Gd_2O_3 až Lu_2O_3 3,9–5,2 hmot. % a Y len 0,1–0,2 hmot. % Y_2O_3. Vysoký je však obsah As, ktorý sa pohybuje v intervale 16–18,7 hmot. % As_2O_5, čo odrážajú aj hodnoty atómového pomeru As/(As+P) = 0,35–0,42 so zreteľným zastúpením gasparitovej molekuly v systéme $CePO_4$–$CeAsO_4$.

Vo všeobecnosti býva koncentrácia LREE, najmä Ce podstatne vyššia v gasparite-(Ce) a As monazite-(Ce), teda v arzenátoch a fosfátoch s monoklinickou monazitovou štruktúrou, ako HREE a Y, kým v černovite-(Y) s tetragonálnou xenotímovou štruktúrou je opačná situácia. Tento jav je výsledkom stability štruktúry monazitového typu len pri fosfátoch La až Gd, resp. arzenátoch La až Nd, a naopak stabilita štruktúry zirkónového resp. xenotímového typu len pri fosfátoch Gd až Lu a Y, Sc, resp. arzenátoch Pm až Lu, resp. Y, Sc (Kolitsch a Holtstam, 2004).

V černovite-(Y) je vyšší obsah Th, U a Si a signalizuje prítomnosť izoštruktúrnej tetragonálnej toritovej (Th,U) SiO_4 molekuly. V gasparite-(Ce) a As monazite-(Ce) je vyšší len obsah Th a Si, indikujúci monoklinickú huttonitovú $ThSiO_4$ zložku. V obidvoch prípadoch sa uplatňuje heterovalentná substitúcia $Th(U)^{4+} + Si^{4+} = (REE,Y)^{3+} + (As,P)^{5+}$.

Uvedená asociácia akcesorických REE-Y arzenátov a fosfátov je unikátna širokou variáciou izovalentného zastupovania aniónových skupín $(AsO_4)^{3-}$ a $(PO_4)^{3-}$ v rámci systému izomorfného radu gasparit – monazit, ako aj prítomnosti raritného černovitu-(Y), As-analóga xenotímu-(Y). Je prvou takouto asociáciou opísanou zo Západných Karpát aj z celej karpatsko-panónskej oblasti (cf. Szakáll et al., 2002). Černovit-(Y) a gasparit-(Ce) boli opísané z alpských žíl resp. epigenetických Mn-(Fe-Cu) ložísk, kde sa predpokladá remobilizácia REE-Y a As v rámci tektonometamorfných alebo hydrotermálnych procesov. V niektorých prípadoch sú okolitými horninami práve metaryolity (Mn ložisko Kesebol, Švédsko – Kolitsch et al., 2004) resp. ryolitové porfýry (Njarta-sju-ju, Polárny Ural – Goldin et al., 1967). Preto v prípade lokality Tisovec-Rejkovo možno uvažovať o postmagmatickom vzniku REE-Y-As-P fáz alteráciou a o viac-menej úplnom nahradení primárne magmatického xenotímu-(Y) a monazitu-(Ce) pôsobením hydrotermálnych roztokov obohatených o As. Akcesorický monazit-(Ce) a xenotím-(Y) sa identifikovali z analogických výskytov spodnotriasových ryolitov typu A silicika (Poniky, Telgárt). Navyše práve ryolity z Tisovca majú nápadne vyšší obsah As v hornine (43,5 ppm) ako ostatné výskyty ryolitov v siliciku (1,5–6 ppm; Ondrejka, 2004).

Z. NÉMETH, W. PROCHASKA, M. RADVANEC, M. KOVÁČIK, J. MADARÁS, P. KODĚRA a Ľ. HRAŠKO: **Genéza magnezitu a mastenca ako výsledok sekvencie geodynamických udalostí v stykovej zóne veporika a gemerika**

Referát sumarizuje najnovšie poznatky o genéze magnezitu a mastenca viažuce sa na karbónsky protolit v dvoch separátnych zónach v širšom priebehu západnej stykovej zóny veporika a gemerika. Severná, sinecká magnezitovo-mastencová zóna (s hlavným ložiskom Kokava, Sinec, Samo a Hnúšťa-Mútnik) je charakteristická ekonomickou akumuláciou magnezitu a mastenca, kým v južnej, ochtinskej zóne (hlavné ložisko Dúbravský masív, Lubeník, Ochtiná, Sirk, Ploské a Poproč) dominuje magnezit. Výskum umožnil porovnávať rôzne charakteristiky magnezitovo-mastencovej mineralizácie (petrológia, fluidné inklúzie, štruktúrne a mikroštruktúrne dáta) v týchto dvoch mineralizovaných zónach. Skoršie dáta a novšie výsledky sa spojili do komplexnej evolučnej schémy.

Magnezit v obidvoch zónach vznikol postupným nahrádzaním kalcitu karbónskeho vápenca dolomitom a magnezitom pri meta-

morfnom procese M1 (severná zóna 280–400 °C, južná 370–420 °C: Radvanec a Prochaska, 2001; Koděra a Radvanec, 2002). Mg v tomto procese poskytovali vrchnopermské soľanky v bazénoch, ktoré vznikli ako produkt variskej postkolíznej (postVD) evolúcie. Regionálna extenzia a vysoký fluidný tok uľahčili aktiváciu hydrotermálneho systému. Soľanky, ktorých penetráciou karbonátovými telesami vznikli neskoršie magnezitové ložiská Dúbrava, Miková a Jedľovec (a s. l. aj celej ochtinskej magnezitovej zóny), mali mierne nižšiu salinitu a homogenizovali sa pri nižšej teplote ako soľanky, ktoré prispeli ku genéze magnezitu na ložisku Hnúšťa-Mútnik. To by mohlo indikovať relatívne distálnejšiu pozíciu karbonátov neskorších ložísk v ochtinskej zóne, než to bolo v prípade marginálnejšej pozície pri karbonátoch neskorších ložísk sineckej zóny.

Mastenec generoval v časovo oddelenej mladšej tektonometamorfnej udalosti (M2; l. c.) vyznačujúcej sa rozdielnym fluidným tokom. Tektonické, mikrotektonické, metamorfné a geochronologické dáta asociujú vznik mastenca s alpínskou vrchnokriedovou tektonotermálnou udalosťou AD_2. Táto udalosť ako výsledok alpínskeho kolízneho (AD_1) zhrubnutia kontinentálnej kôry a s ním spojených nasledujúcich termálnych účinkov spôsobila regionálnu extenziu a vznik fluidného toku prestupujúceho cez kôrové diskontinuity v otvorenom systéme. Tento proces bol veľmi výrazný v severnej magnezitovo-mastencovej zóne (sinecká strižná zóna), lokalizovanej bližšie k veporickému termálnemu dómu; smerom k jeho periférnym častiam (ochtinská magnezitová zóna) účinky tohto metamorfného procesu a steatitizácia slabli.

Výskum v sineckej strižnej zóne, kde boli dolomitovo-magnezitové šošovky (magnezitizácia v post-VD štádiu M1) a ich sprievádzajúce litotypy v štádiu AD_1 zasendvičované medzi kompetentné bloky kryštalinika, doložil v štádiu AD_2 prestupujúcu steatitizáciu a vznik mastenca a dolomitu 2 v extenzných mikroštruktúrach (metamorfný proces M2; 490–540 °C, 240–330 MPa; Koděra a Radvanec, 2002).

Ekonomická akumulácia mastenca v sineckej zóne je produktom antitetických strihov v deformačnom štádiu AD_3, ktoré bolo priamym pokračovaním štádia AD_2 (zmena kinematiky z extenzného odstrešovania do transpresných strihov; Németh et al., 1994).

V. BEZÁK a kol.: **Tektonická mapa Slovenskej republiky v mierke 1 : 500 000**

Členenie Tektonickej mapy Slovenska v mierke 1 : 500 000 vychádza z tektonického vývoja Západných Karpát. Základné členenie je podľa najmladších neoalpínskych tektonických procesov, pri ktorých vznikla flyšová prizma Vonkajších Západných Karpát ako interakcia bloku Vnútorných Západných Karpát s európskou platformou. Blok Vnútorných Západných Karpát má v sebe zakomponované fragmenty všetkých predchádzajúcich etáp vývoja, ktorý prebiehal v rozličnom čase a priestore, a neoalpínske naložené štruktúry a formácie (terciérne sedimentárne panvy a neovulkanické komplexy). Základnými stavebnými jednotkami tohto bloku sú paleoalpínske kôrové jednotky (tatrikum, veporikum, gemerikum, zemplinikum) a odlepené pripovrchové príkrovové tektonické jednotky (fatrikum, hronikum, meliatikum, turnaikum, silicikum). Kôrové jednotky buduje kryštalinický fundament so zakomponovanými fragmentmi hercýnskych tektonických jednotiek a s obalovými formáciami vrchného paleozoika a mezozoika. Zvyšky mezoalpínskych jednotiek vystupujú len na rozhraní Vonkajších a Vnútorných Západných Karpát a sú prevažne neoalpínsky štruktúrne prepracované.

P. GRECULA: **Faciálne členenie staropaleozoických komplexov gemerika**

Po novej geologickej mape Spišsko-gemerského rudohoria v mierke 1 : 10 000 a potom 1 : 25 000 sme zostavili aj faciálnu mapu územia v mierke 1 : 50 000 a pokúsili sme sa aj o faciálnu a paleotektonickú interpretáciu paleozoického vývoja gemerika. Náročnosť interpretácie vyplýva z toho, že horninové komplexy starých subdukčných zón sú tektonicky veľmi porušené mnohofázovým tektonickým prepracovaním a čiastočnou metamorfnou rekryštalizáciou zastierajúcou pôvodnú zrnitosť aj sedimentárne textúry.

Skúsenosti bádateľov zaoberajúcich sa faciálnou interpretáciou takto postihnutých horninových súborov (podobne ako gemerikum) naznačujú, že k pravdepodobnej rekonštrukcii starého sedimentačného prostredia, faciálnych podmienok a tektonických procesov sprevádzajúcich vývojový a deformačný proces skúmaného geologického regiónu v istom geologickom období možno dospieť iba regionálnym hodnotením litologicky rovnakých komplexov, ich superpozičných vzťahov, laterálnych litologických zmien v rámci vyčleneného komplexu, dešifrovaním tektonických deformácií a ich súslednosti (Dickinson, 1995). Veľmi dobrým doplnkom je podrobné sedimentologické štúdium vhodných úsekov s menšou intenzitou metamorfných a tektonických premien.

Vyčlenili sme horninové súbory s rovnakými charakteristikami (zrnitosť, farba, sedimentárna textúra, superpozičné vzťahy), ktoré mohli vzniknúť za rovnakých faciálnych podmienok. Koreláciou s horninami vznikajúcimi v recentných sedimentačných priestoroch sme im prisúdili aj pravdepodobné faciálne prostredie a jeho tektonické pozadie v zmysle sedimentačných modelov (Allen a Allen, 1992; Busby a Ingersoll, 1995; Leeder, 2003). Vyčlenené fácie sú zároveň aj litostratigrafickými jednotkami so známym superpozičným vzťahom, s dobre definovanými a v teréne ľahko spoznateľnými makroskopickými znakmi, ktoré možno bez ťažkostí kartograficky zobraziť.

V staršom paleozoiku sme rozlíšili 16 základných fácií a zoskupili sme ich do faciálnych asociácií (FAS). Je to

I. faciálna asociácia hrubo laminovaných tidálnych rytmitov: 1. kloptanská fácia, 2. belianska fácia, 3. jedľovecká fácia;

II. faciálna asociácia hemipelagických sedimentov: 4. holecká fácia;

III. faciálna asociácia podmorských kužeľov, lemov, turbiditov a konturitov: 5. fácia 1. fázy bidomálneho vulkanizmu, 6. kojšovská fácia, 7. fácia Zbojníckeho kameňa, 8. medzevská fácia, 9. fácia Jalovičieho vrchu, 10. prakovská fácia, 11. folkmárska fácia;

IV. faciálna vulkanickosedimentárna asociácia: 12. fácia 2. fázy bidomálneho vulkanizmu, 13. fácia stredooceánskeho chrbta, 14. fácia oceánskeho dna, 15. fácia pasívneho okraja kontinentu, 16. fácia bazénového dna s kontinentálnou kôrou.

J. KOBULSKÝ: **Litológia a litostratigrafia mezozoika na území Kojšov – Opátka – obal gemerika?**

V rámci úlohy *Tektogenéza sedimentárnych panví* sa urobil litostratigrafický výskum mezozoických súvrství vo východnej časti gemerika na území Kojšov – Opátka. Prvý raz sa detailne vyčlenili litofácie triasovej klasticko-karbonátovej sekvencie a aj napriek malému počtu biostratigrafických údajov sa zaradili do litostratigrafickej sukcesie.

Do spodného triasu (skýtu), ktorý leží primárne na staropaleozoickom podloží, sme zaradili tieto litofácie: sivozelené, zelené, sivofialové zlepence, pieskovce s kremencovými vložkami (griesbach – namal), červené, červenofialové hematitové bridlice, pies-

kovce a brekcie (namal – spat) a zelené, sivozelené, sivé bridlice, pieskovce, slienité bridlice s vložkami slienitých vápencov a biele vápence (griesbach – spat).

Na povrchu najrozšírenejší stredný trias (anis – ladin) od podložia zastupujú nasledujúce litofácie: rauvaky, rauvakizované dolomity a vápence (egej), tmavosivé až čiernosivé dolomity, sivé dolomity a svetlosivé dolomity s polohami gutensteinských vápencov (egej – bityn). Nad nimi sú svetlé, svetlosivé vrstvovité steinalmské vápence (pelsón) a sivé, tmavosivé vrstvovité reiflinské vápence, miestami hľuznaté s rohovcami a s tenkými vložkami ílovitých a slienitých bridlíc (pelsón – longobard) a vrchnú časť stredného triasu tvoria svetlosivé až biele wettersteinské vápence, ktoré zasahujú azda až do karnu.

Vrchný trias, ktorý tvorí najmladšie zachované členy mezozoika, zastupujú dve litofácie, a to tmavosivé a zelenosivé bridlice s vápencovými polohami – reingrabenské vrstvy (karn – jul) a tmavosivé organogénne a organodetritické vápence, ktoré sme iba podľa pozície zaradili až do norika.

Zostavením litostratigrafickej kolónky sa spresnil model vývoja čiastkového sedimentačného bazéna v oblasti Kojšov – Opátka, ktorý dopĺňa model mladopaleozoického a nadväzujúceho mezozoického sedimentačného bazéna v severogemerickej sedimentačnotektonickej oblasti v zmysle členenia Greculu (in Kobulský et al., 2001).

Na základe podrobnej analýzy starších údajov a nových dát výskumu možno mezozoickú sekvenciu zaradiť do slabo metamorfovaného obalu gemerika v primárnej pozícii, ktorá sa dá korelovať so sekvenciami pri Jaklovciach, föderatskou skupinou pri Dobšinskom potoku a pod., ktoré sú miestami tiež slabo metamorfované. Nízky stupeň metamorfózy, často spájaný s ďalekosiahlymi presunmi – príkrovmi, vysvetľujeme skôr mladšími geologickými procesmi, napr. preteplením v alpínskych strižných zónach (Kobulský a Grecula, 2004).

J. SOTÁK, Ľ. SLIVA a D. STAREK: **Paleoúdolia a kanály v systéme náplavových kužeľov centrálnokarpatskej paleogénnej panvy – interpretácia rozdielnej príslušnosti a prostredia vzniku pucovských a tokárenských zlepencov**

Vo výplni centrálnokarpatskej paleogénnej panvy vystupujú mohutné zlepencovité akumulácie reprezentujúce sedimenty paleoúdolí a ich náplavových a deltových kužeľov alebo prívodových kaňonov hlbokomorských vejárov. Stratigrafické zaradenie a sedimentologické znaky týchto rozdielnych depozičných prostredí sa študovali na príklade pucovských a tokárenských zlepencov. Zo štúdia vyplynuli nasledujúce poznatky:

1) Pucovské zlepence tvoria semikónické teleso akumulované v nadloží bazálneho súvrstvia vrchného lutétu – bartónu (prekrývajú relikty borovského súvrstvia). V ich nadloží vystupujú globigerínové sliene, ktoré podľa foraminifer a nanoplanktónu patria vrchnoeocénnym zónam P 15–P 17 (= NP 19/20–NP 21). Vek stratigraficky vyššieho ílovcového súvrstvia sa posúva do spodného oligocénu (P 18–P 19 = NP 21–NP 23). Podľa pozície pod bázou hutianskeho súvrstvia nie je teleso pucovského zlepenca súčasťou rozsiahlejšieho depozičného systému hlbokomorských vejárov centrálnokarpatskej paleogénnej panvy (tak ako je to v prípade vejára Tokárne).

2) Pucovské zlepence tvoria nahor sa zjemňujúci megacyklus utváraný presunom pobrežnej línie. Spodnou časťou cyklu sú balvanovité akumulácie, vertikálne ubúda subaerických cyklov prívalových prúdov, sutinotokov, sutinových prívalov a pribúda subakvatických cyklov s väčším podielom zlepenca s podpornou štruktúrou matrixu, trakčných výplavov, hustých turbiditov a pod.

3) Pucovské zlepence sa akumulovali vo fáze klesajúceho a nízkeho stavu morskej hladiny, ktorá vyššie prechádza do transgresívnych pieskovcov a v úrovni maximálnej morskej záplavy do globigerínových slieňov. Regresívna fáza akumulácie zlepencov zodpovedá eustatickému poklesu morskej hladiny na rozhraní supercyklu T A3/T A4.

4) Pucovské zlepence majú ekvivalenty z rovnakého obdobia napr. v červených vajskovských zlepencoch s nadložnými(?) ílovcami pásma *Gk. index* (Biely a Samuel, 1982), v pestrých zlepencoch pucovského typu v doline Čremoš pri Zázrivej, v pestrých sedimentoch na Horehroní a nepriamo aj v iných sedimentoch uložených počas infraoligocénnej regresie (napr. v polohách sladkovodného a brakického ílu v nadloží koralového horizontu budínskeho paleogénu, v sladkovodných odorínskych vápencoch na Spiši a pod.). Ide o sedimenty aluviálnych vejárov a kužeľových delt akumulovaných vo fosílnych paleoúdoliach pred nástupom flyšovej sedimentácie.

5) Tokárenské zlepence tvoria intraformačné teleso v hutianskom súvrství. V jeho podloží vystupujú vrstvy tmavého nevápnitého ílovca menilitového typu, ktoré v normálnom slede podtatranskej skupiny zaujímajú pozíciu nad globigerínovými slieňmi najvyššieho priabónu – spodného rupelu.

6) Tokárenské zlepence patria podmorskému kaňonu, ktorého výplň tvoria depozičné cykly úlomkotokov, gravitačných sklzov a produktov svahovej erózie. Vo výplni kaňonu postupne pribúda pieskovcových komponentov so stratifikáciou trakčných, hyperkoncentrovaných až hustých turbiditných prúdov. Stratigrafickou pozíciou a sedimentárnym vývinom sú tokárenské zlepence ekvivalentné zlepencom šambronských vrstiev.

D. STAREK, J. JABLONSKÝ, R. MARSCHALKO a J. SOTÁK: **Sedimentárny záznam veľkoobjemových gravitačných tokov a ich postavenie vo vývoji centrálnokarpatských paleogénnych súvrství na Orave**

Pri detailnom sedimentologickom a stratigrafickom výskume oravskej časti centrálnokarpatskej paleogénnej panvy sa zistilo viac výskytov „megavrstvových" telies. Najlepšie odkryté a zachované profily týchto vrstiev vystupujú pri Dolnom Kubíne na lokalite Veľký Bysterec, pri severnom konci Prosieckej doliny (oblasť Pod Svoradom). Ďalšie výskyty sú v oblasti Pucova, Hút, Jóbovej ráztoky, ako aj Zázrivej. Zjednocujúcim znakom študovaných vrstiev všetkých lokalít je ich nápadne veľká hrúbka – v porovnaní s ostatnými vrstvami súvrstvia (od 3 do 7 m), ďalej litológia (v dominantnej miere pieskovce) a ich typická vnútorná štruktúra vo vývoji mnohonásobnej paralelnej laminácie, ktorá tvorí takmer celú hrúbku vrstvy. Všeobecne možno konštatovať, že bázu vrstiev tvoria vrstvy hrubozrnného až veľmi hrubozrnného pieskovca a smerom na strop vrstvy sa postupne zjemňuje zrnitostná frakcia s plynulým prechodom do prachovca a ílovca.

Na báze býva vyvinutý tenký gradačný interval (hrubý maximálne 20 cm) zo strednozrnného až drobnozrnného piesčitého zlepenca, ktorý tvorí výplň morfologicky plytkých, laterálne vyklinujúcich sa korýt. Na lokalite Veľký Bysterec sa v podloží gradačného intervalu vyvinula nápadná, 1,2 m hrubá poloha nevytriedenej karbonátovej brekcie s podpornou stavbou matrixu a s maximálnou veľkosťou klastov do 10 cm. Na jej materiálovom zložení, ako aj gradačného intervalu sa v rozhodujúcej miere zúčastňuje karbonatický materiál s množstvom redeponovaných schránok numulitov (z bazálneho – borovského súvrstvia). Siliciklastiká sú tam zastúpené iba nepatrne, ale tie naopak prevažne tvoria zvyšnú časť megavrstvy v nadloží

gradačného intervalu. Najvýraznejšou a pre študované megavrstvy charakteristickou vnútornou štruktúrou pieskovcov je vývoj mnohonásobnej horizontálnej laminácie, ktorá sa objavuje už na báze vrstvy alebo vo vrchnej časti gradačného intervalu a je rovnomerne vyvinutá v celej vrstve. Takéto zvrstvenie, organizované v pravidelných laminách, sa môže produkovať pozdĺž strihovej plochy (roviny) v režime rýchlej pridnovej depozície. Na lokalite Veľký Bysterec a Pod Svoradom možno v „megavrstvových" polohách pozorovať intervaly utvorené zvrstvením „šplhavých čerín", ktoré charakterizujú depozíciu z koncentrovaných prúdov. Na viacerých lokalitách je porovnateľné viacnásobné opakovanie jednotlivých intervalov v rámci jednej vrstvy, čo môže byť výsledkom nerovnomerných pulzujúcich prúdov s meniacou sa akceleráciou. Pomerne časté sú štruktúry pravdepodobne derivované pri úniku fluíd pri depozícii sedimentu, ako aj intervaly s výraznou deformáciou lamín (Veľký Bysterec), ktoré majú obmedzený laterálny a vertikálny dosah a zrejme vznikajú tečením nespevneného sedimentu pri nadložnom zaťažení. Ojedinele bolo možno v rámci vrstiev sledovať aj krehké deformácie vznikajúce ako výsledok malých postdepozičných vnútrovrstvových posunov – prešmykov paralelných s priebehom vrstvovitosti. Na lokalite Veľký Bysterec v nadloží niekoľkometrového laminovaného pieskovca možno vidieť hrubú polohu pelitov s nepravidelne rozmiestnenými eliptickými až šošovkovitými intraklastmi jemnozrnného pieskovca až prachovca so zrejmými stopami rotačného zabaľovania.

Litológia a vnútorná štruktúra študovaných megavrstiev poukazujú na vznik činnosťou subakvatických gravitačných tokov. Generovanie veľkoobjemových gravitačných tokov býva zvyčajne späté s aktiváciou veľkých svahových zosuvov, ktoré môžu obsahovať viac ako niekoľko miliónov m^3 piesčitého materiálu a výrazne formovať a ovplyvňovať bazénovú výplň. Môžu byť aj dôležitým potenciálnym rezervoárom uhľovodíkov, a najmä v distálnejších častiach panvy tvoria kontrastný horizont a výrazný stratigrafický marker umožňujúci koreláciu na veľkú vzdialenosť. Po počiatočnom štádiu skvapalňovania svahového zosuvu nastáva jeho gravitačný pohyb dolu svahom. Pri dostatočnej transportnej vzdialenosti a prúdovej energii sa môžu vzniknuté husté skvapalnené toky zrýchľovať, rednúť a rozvíjať sa na hustotne stratifikované toky, čiže pôvodne laminárne hyperkoncentrované toky sa môžu končiť turbulentnými – turbiditnými prúdmi. Udalosti sformované skvapalňovaním svahových zosuvov môžu trvať dlhšie, pravdepodobne len keď sa vyskytujú v sériách postupne vyznievajúcich retrogresívnych krokov. Postupné retrogresívne zosuvy a nasledujúce prúdové vzdúvanie môže vyústiť do kumulovanej série tvoriacej niekoľko metrov hrubú vrstvu.

Sporné je postavenie „megavrstiev" siliciklastických laminovaných pieskovcov v rámci centrálnokarpatských paleogénnych formácií na Orave. Ak sa vezme do úvahy, že megavrstvový záznam je situovaný v prostredí pelitickej sedimentácie hutianskeho súvrstvia (spodný oligocén) predstavujúcej fázu stúpajúcej až vysokej hladiny mora, potom vyššia akumulácia a tým aj nerovnovážny stav (nestabilita) na okrajoch bazéna mohli vznikať pri rýchlej transgresii. Veľmi rýchle stúpanie hladiny mora výrazne posúvalo pobrežnú čiaru smerom do vnútrozemia. Pobrežie a šelf zásobuje klastický materiál z abrázie novozaliateho územia, ako aj veľký objem terigénneho materiálu prinášaného riekami. Distálnejšie časti panvy sú „podvyživené", lebo všetok materiál sa zachytáva a kumuluje na kontinentálnom okraji a šelfe. Exponovaná okrajová zóna sa stáva nestabilnou a pri nízkofrekvenčných katastrofických udalostiach sa v nej mohli aktivizovať veľkoobjemové skvapalnené zosuvy. Sporný je aj spúšťací mechanizmus. Predpokladáme, že katastrofické udalosti aktivujúce gravitačné megatoky mali seizmický charakter. Vyššia seizmicita mohla vznikať ako výsledok doznievania tektonickej aktivity (poklesávaním a rotáciou blokov) na starších listrických zlomoch súvisiacich so zakladaním bazéna. Nedá sa vylúčiť ani vplyv alebo kombinácia ďalších spúšťacích mechanizmov, ako sú vlny cunami, ktoré mohla spôsobovať uvedená seizmická aktivita alebo katastrofické búrky. No o vplyve týchto aktivačných mechanizmov nie sú v súčasnosti v spodnooligocénnom sedimentárnom zázname centrálnokarpatskej panvy na Orave nijaké dôkazy.

S. STAŇOVÁ: **Praktické využívanie štatistických metód pri sedimentologickom štúdiu turbiditových sekvencií**

V sedimentológii sa pri interpretácii depozičného prostredia často hľadajú vzájomné vzťahy litofácií a ich usporiadanie v sedimentárnych sekvenciách, pričom treba zistiť, či je usporiadanie náhodné alebo zákonité. Hľadaním zákonitostí v usporiadaní sedimentárnych sekvencií sa vytvárajú možnosti na využitie štatistických metód. Interpretáciu môžu nezriedka ovplyvniť aj očakávania interpreta a úsilie priblížiť sa známym modelom, čo niekedy vedie aj k chybným záverom.

Štatistika je aj účinným nástrojom nezávislej kontroly oslobodeným od subjektívnych predpokladov. Výhodou štatistických metód je aj finančná nenáročnosť, lebo zužitkúvajú údaje, ktoré sa bežne sústreďujú pri geologických prácach v teréne. Ich nevýhodou zasa je, že vyžadujú veľké množstvo dát a v súčasnosti aj to, že je nedostatok podrobnejších modelov. Aj to je jedna z príčin, prečo sú štatistické metódy interpretácie pri terajšom stave poznatkov vhodné skôr ako doplnkové. Praktický význam získavajú aj možnosťou aplikácie pri modelovaní uhľovodíkových rezervoárov (Malinverno, 1997; Carson a Grotzinger, 2001).

Za účinné štatistické nástroje, ktoré sa dajú využiť pri sedimentologickom štúdiu a interpretácii depozičného subprostredia v hlbokomorskom prostredí, možno dnes pokladať metodiky založené na štatistickej distribúcii hrúbky vrstiev turbiditov (Carson a Grotzinger, l. c.; Talling, 2001), analýze R/S (Chen a Hiscott, 1999) a na Markových reťazcoch (Carr, 1982; Powers a Easterling, 1982; Pivko, 1991).

Markove reťazce slúžia na sledovanie a opis dynamiky náhodných javov a umožňujú zisťovať zákonitosti vo vzájomných vzťahoch prvkov spracúvaného súboru údajov, pričom sa v študovanej sedimentárnej postupnosti v podstate porovnáva vzťah sledovanej litofácie k podložnej a nadložnej litofácii, a tak sa získa prehľad o vzájomnom usporiadaní litofácií v sedimentárnej sekvencii. Poznanie zákonitostí vzájomného usporiadania prvkov sedimentárnej postupnosti tak významne pomáha pri identifikácii depozičných procesov a prostredí. Kým Markove reťazce reprezentujú metodiku, ktorá sa dá na interpretáciu depozičného subprostredia používať nepriamo, metodiky založené na analýze R/S a distribúcii hrúbky vrstiev možno pokladať za priame metódy interpretácie.

Štatistickej distribúcii hrúbky vrstiev turbiditov a možnostiam jej aplikácie pri interpretácii procesov depozície alebo depozičného subprostredia v hlbokomorskom vejári sa v ostatnom desaťročí venovala pomerne veľká pozornosť (Rothman et al., 1994; Rothman a Grotzinger, 1995; Malinverno, 1997; Carson, 1998; Chen a Hiscott, 1999b; Carson a Grotzinger, 2001). Výsledkom tohto záujmu je aj prvý jednoduchý model tvarov distribúcie hrúbky vrstiev turbiditov v hlbokomorskom vejári (Carson, 1998; Carson a Grotzinger, 2001). Praktické použitie tohto modelu pri interpretácii depozičného subprostredia vrchnoeocénnych sedimentárnych sekvencií v západnom úseku flyšového pásma ukázalo, že je vhodným doplnkom pri hodnotení proximality – distality, no na presnejšiu interpretáciu depozičného subprostredia v hlbokomorskom kuželi vyžaduje detailizáciu modelu odvodením reprezentatívnych parametrov, čo

by bolo možno použiť ako kritérium pri odlišovaní jednotlivých subprostredí v hlbokomorskom kuželi.

V praxi sa pri sedimentologickom výskume sedimentárnych sekvencií na interpretáciu depozičného prostredia v hlbokomorskom vejári osvedčila metodika založená na analýze R/S. Tá sa spočiatku navrhovala a používala najmä v hydrológii na analýzu hydrologických parametrov a na interpretáciu depozičného subprostredia v hlbokomorskom kuželi sa navrhla a aplikovala až na prelome 20. a 21. stor. Postup výpočtu sledovaných parametrov a interpretácie podrobnejšie prepracoval Chen a Hiscott (1999a).

Isté komplikácie vo využívaní štatistických metód pri sedimentologickom štúdiu môžu spôsobovať často zložité postupy a náročné výpočty, ale súčasný stav informačných technológií ponúka rad možností na ich zjednodušenie.

M. KOVÁČIK: **Sedimentárne fácie a depozičné prostredia vo východnej časti gelnickej skupiny gemerika**

Staropaleozoická gelnická skupina gemerika je vulkanickosedimentárna sukcesia, ktorá prešla regionálnou metamorfózou vo fácii zelených bridlíc a bola deformovaná najmenej v dvoch orogénnych cykloch – variskom a alpínskom. Sedimentárne sukcesie intrudoval postorogénny granit permského veku. Aj napriek komplikovanému tektonickometamorfnému vývoju sa charakteristiky sedimentárnej náplne tejto jednotky v niektorých prípadoch zachovali relatívne dobre, čo umožnilo sedimentologickú analýzu.

Detailný sedimentologický výskum sa vykonal na štyroch lokalitách s množstvom odkryvov: Zlatá, Tinesova, Hutná a Gelnická dolina (resp. dolina Zimnej vody). Skúmané územie tvorí horizont metapsamitov s polohami fylitov, v menšej miere metamikrokonglomerátov a metavulkanoklastík patriacich drnavskému súvrstviu gelnickej skupiny. Horizont sa vyvinul v dvoch pruhoch smeru V–Z patriacich severnému a južnému ramenu rozsiahleho antiklinória s vrásovoprešmykovou stavbou.

Sedimentologickým výskumom sa odlíšilo 11 litofácií siliciklastických sedimentov (vulkanoklastiká a karbonáty neboli zahrnuté). Litofácie sú označené kódmi s priloženým opisom a interpretáciou depozičného procesu.

Litofácia Cg – normálne gradované mikrokonglomeráty. Spodnú časť vrstvy tvorí masívny mikrokonglomerát smerom nahor gradujúci do strednozrnného až jemnozrnného metapsamitu so zachovanými Boumovými intervalmi (prevažne T_a, T_b). Vznikajú rýchlou depozíciou koncentrovaného gravitačného prúdu v spodnej časti a vo vrchnej z turbulentnej suspenzie.

Litofácia Cs – stratifikované mikrokonglomeráty. V jednej vrstve sa striedajú paralelné polohy, v ktorých striedavo prevláda mikrokonglomerát alebo psamit. Kontakt medzi týmito nerovnako zrnitými polohami je gradačný alebo ostrý. Sú uložené ako sled trakčných kobercov na báze nestáleho koncentrovaného gravitačného prúdu.

Litofácia Pm – jemnozrnné až strednozrnné masívne metapsamity. Spodné a vrchné vrstvové plochy sú ostré, vrstvy majú strednú až veľmi veľkú hrúbku, depozíciu dlhotrvajúceho, kvázistáleho koncentrovaného gravitačného prúdu.

Litofácia Ps – planárne alebo korytovo šikmo laminované jemnozrnné metapsamity, sporadicky šplhavé čeriny, bez gradácie, depozícia migráciou dnových foriem (dún, čerín) alebo prepracovaním sedimentu gravitačným alebo spodným silným oceánskym prúdom.

Litofácia Pt – veľmi tenkovrstvovité až strednovrstvovité metapsamity vo vrchnej časti s pelitickým intervalom, jemnozrnné turbidity so zachovanými T_b, T_c, T_d a T_e, zriedka T_a Boumovými intervalmi, depozícia z turbiditného prúdu prevažne v spodnom prúdovom režime.

Litofácia Ph – stredne hrubé až hrubé vrstvy jemnozrnných až strednozrnných metapsamitov. Prevládajú intervaly T_a alebo T_b. Podradne sú zastúpené T_c, T_d a T_e Boumove intervaly. Depozícia z turbiditného prúdu je prevažne vo vrchnom prúdovom režime.

Litofácie Fcl a Fzl – tmavosivé laminované, prevažne sericiticko-grafitické fylity (Fcl) a zelené laminované, prevažne sericiticko-chloritické fylity (Fzl). Obidve fácie vznikajú depozíciou nízkohustotných kalových turbiditov.

Litofácie Fcm a Fzm – tmavosivé sericiticko-grafitické až grafitické fylity (Fcm) a zelené sericiticko-chloritické až chloritické fylity (Fzm). Obidve fácie boli pôvodne masívnymi kalovcami sporadicky so skrytou, nevýraznou laminációu. Vznikajú sedimentáciou nízkohustotných turbiditov a/alebo pomalým hemipelagickým usadzovaním z nadložného vodného stĺpca.

Litofácia L – lydity, tmavosivé až čierne jemne laminované alebo nelaminované horniny s vysokým obsahom bituminóznej substancie (do 15 %) a s nálezmi mikrofosílií. Vznikli pomalým hemipelagickým usadzovaním kalu a organickej hmoty so sporadickým bočným prínosom jemných častíc nízkohustotnými turbiditnými prúdmi. Časť vznikla zrážaním z vulkanických prameňov na morskom dne.

Všetky litofácie sú hlbokovodného charakteru. Nijaké dôveryhodné sedimentárne charakteristiky, dokazujúce vplyv procesov prebiehajúcich v plytkovodnom prostredí (nad bázou búrkového vlnenia) sa nezistili. Klastiká boli redeponované gravitačnými prúdmi z plytkejších častí mora svahom na dno bazéna a uložené v depozičnom prostredí podmorského vejára.

Študovaný horizont sa vyvinul v strednej časti sekvencie hrubej približne 1500 m, tvoriacej podstatnú časť sedimentárnej náplne vo východnej časti gelnickej skupiny. Sekvencia má nahor zjemňujúci sa charakter. Bázou sekvencie sú metavulkanoklastiká patriace proximálnej, vnútornej časti vejára. Psamitický horizont strednej časti postupne graduje do jemných fácií bazénovej planiny, ktorú prevažne tvoria litofácie Fcl, Fcm s polohami Pt, vo vrchnej časti s polohami lyditov. Lydity tvoria kondenzovaný horizont predstavujúci obdobie, keď bola morská hladina vo svojom maximálnom stave.

Psamitický horizont má komplexný cyklický charakter. V jeho spodnej časti sa vyskytujú plytké distribučné kanály prevažne z litofácií Cg, Cs, Ph a Pt usporiadané do nahor sa zjemňujúcich cyklov metrového radu. Tieto kanály sú priestorovo späté s jemnozrnnejšími litofáciami agradačných valov a medzikanálových prostredí a spolu tvoria strednú časť podmorského vejára. Vrchnú, podstatnú časť psamitického horizontu tvoria sedimenty lalokov a ich okrajov vonkajšej časti podmorského vejára. Hlavnými litofáciami lalokov sú Pm a Ph (> 90 %), ktoré sú často amalgamované, laterálne meniace hrúbku. Smerom k okrajom lalokov získava litofaciálny sled výrazný cyklický charakter. Časté sú nahor hrubnúce niekoľkometrové kompenzačné cykly. Prevahu získavajú litofácie Pt, Fcl, v menšej miere je zastúpená litofácia Ph. Vrstvy sú laterálne stále, bez väčších eróznych štruktúr na báze.

Zjemňujúci a stenčujúci sa charakter študovaného psamitického horizontu, ako aj celej sekvencie, ktorej patrí, je výsledkom rastu morskej hladiny, slabnutia prínosu sedimentárneho materiálu do bazéna a postupného ústupu hlbokovodného sedimentárneho systému smerom k pevnine.

F. TEŤÁK: **Interpretácia profilov a rekonštrukcia sedimentácie hlbokomorských vejárov (magurský bazén, Orava, Javorníky)**

Analýza sa týka vzťahu vejárov k bazénu a vejárov navzájom v magurskej panve. Zo sedimentárnej analýzy profilov a merania

prúdových smerov súvrství magurskej jednotky v oblasti Javorníkov, Kysúc a Oravy, ako aj z podrobnej rekonštrukcie litostratigrafickej stavby skúmanej oblasti sme interpretovali takéto závery:

Kolmo na okraj bazéna (zo S) sa materiál transportoval iba v solánskom súvrství v kriede a paleocéne v smerovo pestrej vejárovitej štruktúre. Popri severnom okraji magurskej jednotky (na Morave) v solánskom súvrství sedimentovali mohutné komplexy s absolútnou prevahou pieskovcových až zlepencových vrstiev vo vývoji tzv. divokého flyšu s vložkami sklzových telies a olistolitov mezozoických hornín. Zrejme išlo o svahové sedimenty a výplň kaňonov viacerých zdrojov ústiacich do bazéna zo sliezskej kordiléry, ktoré tak tvorili mohutný sedimentačný klin zasahujúci až do strednej časti račianskej jednotky.

V neskorších obdobiach prínos materiálu od S prestal, a tak sa vo vrchnom paleocéne až strednom eocéne v severnej časti račianskej jednotky uložil tenkovrstvový a pestrý pelitický komplex kondenzovaných sedimentov belovežského súvrstvia. Klastická sedimentácia sa presunula do južnej časti račianskej jednotky, kde pravdepodobne prebiehala výraznejšia subsidencia dna. Sedimentačné telesá (vejáre a laloky) mali už od vrchného paleocénu prevažne rovnobežný smer s predĺžením magurského bazéna a s prínosom materiálu od SV aj Z. Na Z mali zdroj iba pieskovce riečanského typu a pieskovce tenkovrstveného flyšu spodných belovežských vrstiev. Riečanské pieskovce (spodných belovežských a vrchných luhačovických vrstiev) tvoria výrazné laloky vyklinujúce smerom k okrajom bazéna. Riečanské pieskovce faciálne reprezentujú laloky suprafánu so slabšie vyvinutými korytami.

Od SV sa distribuoval materiál všetkých typov glaukonitových pieskovcov, vrchných belovežských vrstiev, kýčerských a magurských pieskovcov. Zmena zo západného zdroja na východný prebehla v strednom eocéne, keď ešte kratší čas fungovali obidva zdroje súčasne.

Materiál litotypu glaukonitových pieskovcov pochádza z externého okraja magurského bazéna (sliezska kordiléra) a kýčerských pieskovcov pravdepodobne z J. „Kýčerský" a „glaukonitový" distribučný systém jestvovali v strednom a mladšom eocéne súčasne vedľa seba. Obidva sa vzájomne zatláčali a prstovito prestupovali. Pasierbske glaukonitové pieskovce spodných luhačovických vrstiev spolu s bystrickými vrstvami tvoria jeden celok.

Ďalším typom je „cukrový" typ glaukonitového pieskovca. Jeho najstarší výskyt je vo vrchných luhačovických vrstvách v najjužnejšej račianskej a najsevernejšej bystrickej tektonickej šupine. Neskôr tvoril tenšie izolované polohy v južnej časti račianskej jednotky a mal podobu občasných lalokov medzi glaukonitovým a kýčerským vejárom. Jeho zdroj ležal smerom na SV. Tvar vejára ovplyvňuje synsedimentárna tektonika a zatláčanie susedným vejárom.

S. JACKO ml.: **Rotácia blokov magurskej jednotky a vnútrokarpatského paleogénu v okolí bradlového pásma**

Bradlové pásmo je štruktúrnotektonickou hranicou smeru SZ–JV oddeľujúcou magurskú jednotku Vonkajších a vnútrokarpatský paleogén Vnútorných Západných Karpát. Na ňom sa potvrdil polyštadiálny tektonický vývoj a v spodnom miocéne na tejto štruktúre prebehla dextrálna transpresia (Ratschbacher et al., 1993; Nemčok a Nemčok, 1994; Plašienka et al., 1998; Jacko ml., 2000), ktorú vyvolala subdukujúca platňa severoeurópskej platformy. Táto deformácia bola výsledkom kompresie smeru S–J, ktorú spôsobila šikmo subdukovaná (Csontos et al., 1992; Lexa a Konečný, 1998; Kováč, 2000) severoeurópska platňa. V takomto napäťovom poli sa inicializovali sinistrálne (SV–JZ) a dextrálne (SZ–JV) zlomové štruktúry a medzi nimi intenzívnym ťahom nastala CCW rotácia blokov (Csontos et al., 1991; Márton, 1981; Márton a Márton, 1989; Túnyi a Márton, 1996) magurskej jednotky. Pretože išlo o šikmú subdukciu, vyvolala aj rozdielny uhol pootočenia blokov v závislosti od polomeru rotujúceho bloku, pričom najväčší bol v mieste aktívnej subdukcie, t. j. v sz. časti magurskej jednotky. Výsledkom tejto rotácie v extenznom sektore bloku bolo otvorenie nového sedimentačného bazéna na S od bradlového pásma (Maťašovský, 2002).

Na J od pásma bola situácia trocha odlišná. Pre rýchle šikmé podsúvanie nastala protireakcia nasúvajúceho sa bloku ALCAPA, ktorý v mieste aktívnej subdukcie akceleroval smerom na SV. Tak nastala CW rotácia bloku na J od bradlového pásma (lokalita Šambron; Túnyi a Márton, 1996) a vyvolala kompresiu smeru V–Z, ktorá prešmykovo akcelerovala štruktúry smeru SV–JZ ako podtatranský zlomový systém – šindliarsky zlom. Pokiaľ sa akceptujú modely rotácie, aj v tomto priestore, teda na J od bradlového pásma, museli vzniknúť extenzné štruktúry. Tie sa prejavili premiestnením a vznikom nových sedimentačných priestorov. Premiestnenie depozície vidno na príklade presunu sedimentačného priestoru vnútrokarpatského paleogénu z Levočských vrchov do oblasti Prešova. Predpokladáme, že tento rotovaný blok neskôr prispel k otvoreniu nového východoslovenského neogénneho bazéna v karpate.

D. PIVKO: **Flyšové pásmo na styku Západných Karpát a Východných Álp**

Flyšové pásmo Západných Karpát je rovnakej tektonickej pozícii ako rhenodanubický flyš Východných Álp. Ich vzájomný prechod je pod neogénnou výplňou viedenskej panvy, nedá sa pozorovať priamo, ale vďaka mnohým hlbokým vrtom a porovnávaniu litológie a stratigrafie obidvoch jednotiek na povrchu bolo možno korelovať ich čiastkové jednotky.

Väčšina z týchto korelácií je známa z predchádzajúcich prác. Nové je porovnanie *Hauptklippenzone* (Schottenhofzone) Východných Álp ako jednotky ultrahelvetika vytlačenej z podložia rhenodanubického flyša s tektonickými útržkami kriedových vrstvových členov pri Hluku na Morave. Púchovské sliene možno korelovať s Buntmergelserie a hlucké vrstvy s Aptychenschichten.

Ako nová sa identifikovala *bystrická jednotka* vo viacerých vrtoch v okolí Gbiel, Cunína a Holíča v podloží viedenskej panvy. Viac z týchto a ďalších vrtov sa predtým zaraďovalo do bielokarpatskej jednotky na základe staršieho veku a neprítomnosti glaukonitových pieskovcov. Podľa potvrdeného mladšieho veku a hojnej prítomnosti glaukonitu vo výbrusoch jemnozrnného pieskovca vyčleňujeme bystrickú jednotku, ktorá má vo väčšine vrtov zachované len zlínske súvrstvie (bystrické vrstvy?) s prevahou lastúrnatých vápnitých ílovcov bystrického typu (stredný – vrchný eocén). V dvoch vrtoch v okolí Gbiel sa zachovali aj staršie členy (?paleocén – spodný eocén), ktoré sa niektorými črtami podobajú na glaukonitové vrstvy greifensteinského príkrovu, čiže táto jednotka má prechodné črty medzi bystrickou a greifensteinskou jednotkou.

Pokračovanie bystrickej jednotky na povrchu predpokladáme v čelnej šupine pôvodnej bielokarpatskej jednotky s vyvinutými nivnickými vrstvami, a to na základe stratigrafie vrtu Blatnička-1, zhodnoteného seizmického rezu a tektonickej skice a biostratigrafie bielokarpatskej jednotky, v ktorej vrstvy s prevahou lastúrnatého vápnitého ílovca zasahujú do stredného až vrchného eocénu a v pieskovcoch sa (podľa starších prác) vyskytuje aj glaukonit.

Laabsky príkrov sa tradične koreloval s bielokarpatskou jednotkou a má spoločné črty s hluckým vývojom bielokarpatskej jednotky. Napr. kaumberské vrstvy sú v obidvoch jednotkách agsbašské sa podobajú na nivnické a kuželovské vrstvy. Vlársky vývoj bielo-

Rakúsko Viedenský les	Rakúsko viedenská panva	Morava – Slovensko viedenská panva	Morava – Slovensko flyšové pásmo
Hauptklippenzone	Schottenhofzone	?	?bradlá – Hluk
	waschberská zóna	ždánická jednotka	ždánická jednotka
Nordrandzone	Nordrandzone	?	zdounecká jednotka
greifensteinský príkrov greifensteinský príkrov	harrersdorfská jednotka göstinská jednotka zistersdorfská jednotka	račianska jednotka tynecká šupina ?bystrická jednotka	račianska jednotka račianska jednotka bystrická jednotka
laabsky príkrov	laabsky príkrov	hlucký vývoj bielokarpatskej jednotky	hlucký vývoj bielokarpatskej jednotky
kahlenberský príkrov + sanktveitská zóna	sulzská jednotka ?bradlové pásmo	vlársky vývoj bielokarpatskej jednotky bradlové pásmo	vlársky vývoj bielokarpatskej jednotky bradlové pásmo

karpatskej jednotky je blízky pribradlovému paleogénu a má niečo spoločné s kahlenberským príkrovom Viedenského lesa (napr. kahlenberské súvrstvie s javorinskými a jarmutskými vrstvami).

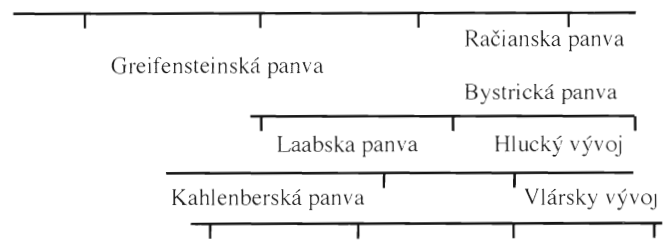
Problematické je pôvodné rozmiestnenie sedimentačných paniev jednotlivých jednotiek. Podľa predchádzajúceho výskumu sú (od S na J) tri varianty usporiadania jednotiek vo Viedenskom lese (prvý podľa Preya, 1950–1980, a Faupla, 1975, druhý podľa Schnabela, 1992, a Faupla, 1996, a tretí podľa Trautweinovej, 2000). Prvý model vzal do úvahy tektonickú pozíciu kahlenberského príkrovu na greifensteinskom príkrove a podobnosť súvrství obidvoch príkrovov, druhý sa opieral o výsledky ťažkých minerálov a paleoprúdových meraní a tretí o výsledky stôp štiepenia v zirkóne a apatite.

Greifensteinská panva	Greifensteinská panva	Laabska panva
Kahlenberská panva	Laabska panva	Greifensteinská panva
Laabska panva	Kahlenberská panva	Kahlenberská panva

Rozpory medzi modelmi možno prekonať umiestnením laabskej panvy ako klina medzi greifensteinskou a kahlenberskou panvou. Czorsztynský chrbát bol bariérou pre prísun materiálu z akrečného komplexu austroalpinika, čo je v zhode s výsledkami stôp štiepenia. Pokračovanie czorsztynského vývoja bradlového pásma nie je známe na Z od Podbranča, čo umožňovalo komunikáciu medzi greifensteinskou a kahlenberskou časťou panvy. Takéto rozmiestnenie vyhovuje aj rozmiestneniu ťažkých minerálov a smerov paleoprúdov.

Greifensteinská panva		Račianska panva
		Bystrická panva
	Laabska panva	Hlucký vývoj
Kahlenberská panva	Czorsztynský chrbát ?	Vlársky vývoj

Kahlenberská panva by sa dostala do súčasnej polohy na laabskej panve transpresným pohybom.



J. SOTÁK, D. PLAŠIENKA a R. VOJTKO: **Paleogénne sedimenty veporského pásma – biostratigrafické údaje z nových výskytov na SSZ od Tisovca**

Oblasť vnútrokarpatských kotlín na J od Nízkych Tatier na rozdiel od podtatranskej oblasti nemá rozsiahlejšie výskyty paleogénnych sedimentov. Ich relikty sú známe len z niekoľkých miest na Horehroní, napr. z okolia Banskej Bystrice, Ľubietovej, Vajskovej, Brezna, Michalovej, Polomky, Závadky nad Hronom atď. (Pulec, 1967; Polák, 1958; Samuel, 1975, a i.). V južnejších zónach veporského pásma sa paleogénne sedimenty doteraz nenašli. Náš príspevok podáva správu o novom výskyte paleogénnych sedimentov na S od Tisovca a prináša mikropaleontologické údaje na ich stratigrafické datovanie.

Opisovaný výskyt paleogénnych sedimetov je v okolí kóty Magnetový vrch (964,3 m), asi 5,5 km na SSZ od Tisovca. Paleogénne súvrstvie dosahuje hrúbku okolo 80 m a skladá sa z vrstiev bazálneho zlepenca a tmavého bridličnatého ílovca. Plavené vzorky ílovca z Magnetového vrchu poskytli bohaté asociácie planktonických aj bentických foraminifer. Charakterizuje ich prevaha drobných foriem planktónu nad bentickými foraminiferami väčších rozmerov vyjadrená aj vysokými hodnotami indexu P/B (3,17 až 5,80). Z planktonických foraminifer sa zistil druh *Paragloborotalia opima* (BOLLI), *Paragloborotalia semivera* (HORNIBROOCK), *Globigerina officinalis* SUBBOTINA, *G. ouachitaensis* HOWE et WALLACE, *Globigerinella evoluta* (SUBBOTINA), *Tenuitella munda* (JENKINS), *Tenuitella clemenciae* (BERMUDEZ), *Tenuitella liverovskae* (BYKOVA), *Subbotina tapuriensis* (BLOW & BANNER), *Subbotina* cf. *droogeri* (MJATLIUK), *Cassigerinella chipolensis* (CUSHMAN & PONTON) a *Chilogümbelina gracilima* ANREAE. Bentické foraminifery zastupuje druh *Gyroidina soldani* D'ORBIGNY, *Praeglobulina ovata* (D'ORBIGNY), *Bolivina oligocenica oligocenica* SPANDEL, *Lagena striata* (D'ORBIGNY),

Cancris miserandus SUBBOTINA. Druhová skladba spoločenstva pomerne spoľahlivo dokumentuje spodnooligocénny vek. Výskyt zástupcov päťkomôrkových foraminifer, hlavne paragloborotálií a tenuitelíd, naznačuje stratigrafický posun do strednej časti rupelu. Stratigraficky významnými prvkami spoločenstva sú druhy, ktorých prvé výskyty sa začínajú pri hranici biozóny P 19/P 20 (napr. *Paragloborotalia opima* – FAD 30,3 mil. rokov, *Tenuitella munda* – FAD 31,1 mil. rokov, *Tenuitella clemenciae* – FAD 32 mil. rokov). Pre ďalšie zistené druhy je rozpätie zóny P 19–P 21 časovým intervalom hojného výskytu (napr. *Cassigerinella chipolensis, Subbotina* cf. *droogeri, Bolivina oligocenica oligocenica*).

Biostratigrafické dáta zo štúdia foraminifer svedčia o strednorupelskom až spodnoegerskom veku sedimentov od Tisovca. Tento vek dobre korešponduje s biostratigrafickým datovaním paleogénnych sedimentov Horehronia, napr. pri Ľubietovej (NP 23–24 – Zlinská et al., 2001), Kordíkoch (NP 24 – Bystrická, 1979), Rohoznej (NP 24–25 – Raková a Halásová, 1992), Závadke nad Hronom (NP 24 – Bystrická, 1982) a pod. Prítomnosť morského foraminiferového slieňa na veporiku nezodpovedá doterajším predstavám o paleogeografii tejto zóny, ktorá v paleogéne mala predstavovať vynorené územie, tzv. veporsko-spišskú pevninu (napr. Andrusov, 1965; Gross, 1978). Foraminiferové pásmo vrchného rupelu, ktoré je výrazne ochudobnené alebo v sedimentoch flyšovej litofácie na S od Nízkych Tatier chýba, poukazuje na prepojenie veporskej oblasti s kiscellským morom panónskej oblasti. Možnou zónou prieniku kiscellského mora už v oligocéne mohol byť mýtsko-tisovský zlom.

D. PLAŠIENKA, D. KISSOVÁ, I. DUNKL a R. MARSCHALKO: **Znova o Andrusovovom chrbte vo svetle nových zirkónových FT vekov z obliakov exotických granitov bradlového pásma**

Meranie stôp po štiepení U (fission tracks – FT) je dnes jednou z rozhodujúcich metód štúdia nízkoteplotnej histórie metamorfných komplexov a sedimentárnych panvev a pôvodu detritického materiálu siliciklastických formácií. My sme použili FT datovanie zirkónu obliakov granitoidných hornín z kriedových zlepencov pieninského bradlového pásma na úvahy o tektonotermálnom vývoji a možnej lokalizácii ich zdrojových oblastí.

Od čias prvých petrografických opisov sa granitoidové obliaky (Zoubek, 1931) označovali ako exotické, t. j. zložením cudzie nielen bradlovému pásmu, ale aj zónam priľahlého tatrika. Uher a Marschalko (1993) a Uher et al. (1994) pripísali exotickú povahu najmä granitom „upohlavského" typu, čo sú podľa petrochemických a mineralogických (morfológia kryštálov zirkónu) kritérií granity postorogénneho typu A. Podľa spomenutých autorov sa upohlavské granity svojou typológiou a potvrdením permským intruzívnym vekom (Uher a Pushkarev, 1994) najviac približujú podobným granitom vystupujúcim vo vnútorných zónach Západných Karpát (Ďurčok v gemeriku, Velence v transdanubiku; pozri aj Uher a Broska, 1996; Broska a Uher, 2001). Naša chemická analýza a štúdium typológie zirkónov tieto závery plne potvrdzujú.

Vzorky s hmotnosťou 5–7,5 kg (jeden veľký obliak alebo kolekcia viacerých menších obliakov toho istého litologického fenotypu) sme odoberali v púchovskom, varínskom a oravskom úseku pieninského bradlového pásma. Sú zo strednokriedových (vrchný alb – spodný cenoman) zlepencov klapskej jednotky (Dubový háj, Upohlav – 1. veková skupina) a z vrchnokriedových (koňak – spodný kampán) zlepencov klapskej a/alebo kysucko-pieninskej jednotky (sromówske resp. snežnické súvrstvie – Divinka, Považský Chlmec, Stupné, Zádubnie, Zástranie, Oravský Podzámok – 2. veková skupina). Na vzorkách sa vykonalo bežné mikroskopické štúdium (petrografia, planimetria), celohorninová chemická analýza a separácia ťažkej frakcie. Vyseparované zirkóny sa podrobili morfologickej analýze a potom boli spolu so štandardmi pripravené na ožiarenie. FT merania sme zhodnotili programom Trackkey (Dunkl, 2002). Prezentujeme výsledky desiatich relevantných meraní z prvej sady vzoriek.

Zistené FT údaje sa len málo odlišujú od depozičného veku príslušných konglomerátov. Iba jedna dôveryhodná vzorka z 1. skupiny zlepencov poskytla zirkónový FT vek 92,1 ± 6,0 Ma (depozičný vek 105–95 Ma je podľa chronostratigrafickej škály Gradsteina et al., 2004, a preto počítame s maximálnym FT vekom 98 Ma), ostatných deväť vzoriek z 2. skupiny má vek 108,7 ± 6,3 a 89,5 ± 7,2 Ma (depozičný vek 90–80 Ma). Keďže meraný vek z 1. skupiny spadá do rozsahu veku 2. skupiny, možno predpokladať, že alebo zdrojová oblasť zostala na približne tej istej úrovni exhumácie, alebo (pravdepodobnejšie) sa obliaky druhej skupiny recyklovali z konglomerátov prvej skupiny.

Naše zirkónové FT veky sú o niečo mladšie, a teda konzistentné so staršími K-Ar vekmi uvádzanými z granitových obliakov, ktoré sa pohybujú od 140 až do 115 Ma (pozri práce Mišíka a Sýkoru, 1981; Marschalka, 1986, a Birkenmajera, 1988, ktorí citujú zväčša nepublikované údaje z výskumných správ). Aj keď z hľadiska dnešných štandardov ide o pochybné celohorninové datovanie, dáva istý obraz o rýchlosti chladnutia a exhumácie zdrojových oblastí. Ak sa vezme do úvahy aj minimálny časový rozdiel medzi zirkónovými FT vekmi, ktoré indikujú chladnutie cez izográdu okolo 240 °C, a depozičným vekom 1. skupiny konglomerátov, výsledná rýchlosť exhumácie sa pohybuje od 0,4 do 4 mm za rok. Rýchlosť exhumácie meraná v mm za rok sa už považuje za veľmi vysokú, lebo ju nemohla v plnej miere kompenzovať erózia, a tak musela v zdrojovej oblasti viesť k vytvoreniu výrazného horského reliéfu. To je v súlade s mimoriadnymi rozmermi najväčších klastov a s celkovým synorogénnym charakterom sedimentácie proximálnych komplexov divokého flyša klapskej jednotky (Marschalko, 1986).

Zdrojovú oblasť skúmaných granitov ako celok interpretujeme ako rýchlo sa exhumujúci terén, ktorý chladol pod 240° izográdu na rozhraní spodnej a vrchnej kriedy (zhruba medzi 110 a 90 Ma) a ktorého produkty erózie sa vzápätí veľmi rýchlo dostali na povrch a derivovali do priľahlých flyšových panvev. Tento terén bol nepochybne oblasťou aktívnej deformácie a horského reliéfu ako výsledku rýchleho zdvihu a erózie. Na základe týchto charakteristík, granitovej typológie, intruzívneho veku a nepriamo aj celkového zloženia klastického materiálu exotických zlepencov predpokladáme, že táto zdrojová oblasť bola v priestore dnešných južných zón Západných Karpát, ktoré z tohto hľadiska možno pokladať za korene strednokriedového kolízneho orogénneho pásma – *Andrusovovho pohoria*.

Poďakovanie. Tento príspevok je súčasťou výskumného projektu DAAD-PPS Thermal evolution and provenance of granitoid pebbles from Cretaceous flysch conglomerates of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians) a projektu VEGA 4095. Za finančnú pomoc ďakujeme obidvom grantovým inštitúciám.

Z. NÉMETH: **Evolúcia gemerika na pozadí multivariantnosti jeho geodynamickej interpretácie**

Súčasné obdobie sa vyznačuje rôznorodosťou geodynamických interpretácií gemerika a jeho vzťahu k okolitým geologickým jednotkám. Model, ktorý predpokladáme, je postavený na mikrotektonických a štruktúrnych dátach dokumentujúcich kinematiku varis-

kých konvergentných procesov (deformačné štádium VD) a nasledujúceho alpínskeho prepisu skôr generovaných variských štruktúr (AD_{1-3}). Tento evolučný model berie do úvahy aj publikované geochronologické, petrologické a sedimentologické dáta mnohých autorov. Uvedená interpretácia zdôrazňuje úlohu primárneho zdroja konvekčného tepla (plášťový stĺpec?) z obdobia spodnopaleozoického riftingu na kontinentálnej kôre a vzniku divergujúceho paleotetydného bazéna aj v ďalšom vývoji veporicko-gemerickej domény. Po ponorení sa zdroja tepla pod veporickú doménu spolu so subdukujúcou paleotetydnou zónou divergencie (stredooceánsky chrbát) v období ?vrchný devón – spodný karbón pripisujeme tomuto zdroju úlohu pri metamorfóze paleozoických sekvencií a generovaní granitov v južnom veporiku. Gemerická doména bola v tom období ešte stále oddelená od veporickej zvyškom paleotetydného bazéna. Neskorším postkolíznym severovergentným presunom litosféry ponad spomenutý zdroj tepla sa vytvoril meliatsko-halštatský bazén v juhogemerickej zóne.

Variská geodynamická evolúcia. Variská konvergencia gradovala juhovergentnou (z pohľadu recentných koordinát) kolíziou amalgamovanej tatroveporickej litosférickej domény s južne sa nachádzajúcou gemerickou doménou (rozhranie vestfál – stefan; štádium VD). Dokladom tejto kolízie a zaniknutého paleotetydného priestoru je rakovecká sutúra, zahŕňajúca litológiu obdukovanej rakoveckej a klátovskej skupiny a čiastočne aj karbónskych sekvencií. Rakoveckú sutúru od gelnickej skupiny (horniny južného okraja pretiahnutého spodnopaleozoicko-spodnokarbónskeho paleotetydného bazéna) oddeľuje duktilná strižná zóna s miernym sklonom na S. Tento sklon potvrdili už skoršie geofyzikálne práce viacerých autorov. Mikrotektonické štúdium mylonitov zo strižnej zóny identifikovalo generálnu vergenciu tektonického transportu na VJV, čo podporuje interpretáciu južnej vergencie variskej tektogenézy. Po podsunutí kryštalinického fundamentu podostielajúceho gelnickú skupinu pod severne ležiacu amalgamovanú tatroveporickú doménu sa konvergencia a kolízia spomalili. Za pokolízne molasoidné fácie považujeme stefanské hámorské súvrstvie a v sutúrnej zóne knolské súvrstvie.

Postkolízny severovergentný presun litosféry (t. j. presun osi konvekčného tepla popod gemerikum do juhogemerickej zóny v perme – spodnom triase) je doložený zmladzovaním veku generujúceho sa gemerického granitu smerom na J. Predpokladáme, že tento zvýšený teplotný tok bol príčinou vyššieteplotnej metamorfózy bazálnych častí gelnickej skupiny, ako aj genézy rudných žíl v gemeriku. Konduktívne prehrievanie hornín gelnickej skupiny bolo najintenzívnejšie v jej spodných častiach (betliarske súvrstvie, holecké vrstvy, spodný pestrý vulkanický horizont). Tieto horninové súbory slúžili ako zdroj kovov pre fluidá (cf. Grecula et al., 1991), ktoré potom vnikali do generujúcich sa fraktúr v nadložných rigidnejších horninových horizontoch gelnickej skupiny (v severnej časti gemerika aj do nadložnej rakoveckej skupiny, karbónu a permu).

Alpínska geodynamická evolúcia. Po presunutí maxima extenznej aktivity do juhogemerickej zóny predpokladáme otvorenie meliatsko-halštatského sedimentačného priestoru na rozhraní nekompaktnej stenčenej litosféry (z obdobia spodnopaleozoickej riftogenézy a generovania Paleotetydy) a kompaktného kryštalinika. Neskoršie uzavretie tohto priestoru (alpínske deformačné štádium AD_1) spôsobilo (1) severovergentný presun jeho exhumovaných častí vrátane časti obalových sledov na gemerikum (bôrčanský príkov), (2) imbrikáciu spodnopaleozoických sledov gemerika, (3) odtrhnutie horninového stĺpca gemerika na horizonte čiernych bridlíc betliarskeho súvrstvia a jeho dosunutie na južné veporikum. Za takto generované alpínske rozhranie gemerika a veporika pokladáme hrádockú líniu (nie tradične uvádzanú lubenícko-margeciansku líniu).

Kolízne zhrubnutie kontinentálnej kôry bolo príčinou strednokriedového odstrešovania veporického „jadra" počas štádia AD_2 a súvisiacich metamorfných a metalogenetických dôsledkov v juhoveporickej zóne. Vznik mladšieho párového systému strihov smeru SZ–JV a smeru SV–JZ v štádiu AD_3 spôsobil vytvorenie oblúkovitého rozhrania gemerika a veporika a s. l. aj celých Západných Karpát.

V. FEJDI, I. HRUŠECKÝ, J. KOTULOVÁ, I. BARÁTH, A. R. WESTERMAN, H. LEWIS, G. COUPLES and D. I. TATUM: **GIS in the hydrocarbon basin research in Slovakia**

Our project titld *"Creation of geophysical and geological information system related to oil and gas resources in Slovakian basins"* is submitted to INTERGRAPH *Mapping and Geospatial Solutions Synergy Program – The Intergraph Registered Research Laboratory (RRL).*

The system contains large geographical, geological and geophysical datasets. The main aim of the project is to store and manipulate data models with GIS. The geophysical interpretation tools for modern research techniques need such a data selection system. We plan three development phases for the functional capability: Data capture, data processing and organization for further use, building the GIS in Petroleum Geophysics and Geology; Enable data interchange between GIS and specialized interpretation software; Build a GIS/WEB GIS interface so that external users may query and analyse data.

We are developing the functional capability and building the database at the same time. Interpreted and primal data stored and managed by the GIS project will be available for wide range of users. Data exchange will be through OGC (The Open Geospatial Consortium, Inc.) compliant with Web Map servers and services to ensure interoperability standards.

The database is almost complete and external users are already able to access the system. As a result they are able to contribute data and provide us with continuous Quality Control.

Acknowledgement INTERGRAPH Mapping and Geospatial Solutions, Intergraph Synergy Program. The Intergraph Registered Research Laboratory (RRL) – Free GeoMedia Research Licenses. EIERO Research Infrastructure is funded by the European Community – Access to Research Infrastructures action of the Human Potential Programme.

L. POSPÍŠIL, I. HRUŠECKÝ a V. FEJDI: **Pasivní okraj severoevropské platformy: možnosti a limity jeho interpretace**

Jedním dosud nevyřešeným problémem ve stavbě styčné zóny severoevropské platformy a Západních Karpat je vymezení pozice pasívního kontinentálního okraje, původně tvořeného epi-variskou platformou. Současný reprocesing většiny seismických profilů protínajících celou oblast fyšového a bradlového pásma a zasahujících až do prostoru jaderných pohoří Západních Karpat přinesl některé nové pohledy na stavbu podloží. Na základě těchto profilů byla vymezena okrajová zóna projevující se ztrátou seismické registrace průběhu platformy.

V konfrontaci seismických dat s ostatními geofyzikálními údaji (MT, magnetometrie, gravimetrie atd.) se dá předpokládat, že tzv. zóna Wiesseho vektorů tvoří osu vymezující pasívní okraj platformy od jejích v terciéru aktivizovaných částí.

Zóna zvýšené vodivosti (Jankovski et al., 1979; Praus et al., 1981) byla interpretována už v minulosti jako sutura nacházející se v podloží flyšového pásma, kterou překrývají zpravidla karbonátické komplexy různých jednotek (Ádám a Pospíšil, 1983). Na polském území je zachycena vodivostní zóna na více jak 20 profilech (Bojdys et al., 1983; Swiecicka-Pawliszyn a Pawliszyn, 1983; Woznicki, 1985). MT měření poskytují významné indicie nejen o poloze a mocnosti vodivostního prostředí, ale rovněž o průběhu reliéfu krystalinika severoevropské platformy.

Korelace výsledků na seismických reflexních profilech podél celého oblouku Západních Karpat s údaji gravimetrie, magnetometrie a MT tvoří významný doklad pro podporu interpretace jižní hranice pasivního okraje evropského kontinentu.

České texty neboli jazykovo upravené.

Seminár

Geochémia 2004

Bratislava 2. decembra 2004

Stalo sa už tradíciou, že na začiatku decembra Katedra geochémie Prírodovedeckej fakulty UK v spolupráci s oddelením geochémie životného prostredia ŠGÚDŠ a so Slovenskou asociáciou geochemikov usporadúva odborný seminár s geochemickou problematikou. Tak to bolo aj v roku 2004, keď sa konal už siedmy ročník tejto významnej akcie.

Hlavným cieľom seminára bolo poskytnúť možnosť širokému okruhu odborníkov, a najmä mladým pracovníkom z rozličných oblastí geochémie predstaviť najnovšie výsledky vlastnej vedeckej práce a naznačiť trend vývoja geochémie ako vedy a jej aplikácie vo svete aj u nás.

Seminár, na ktorom sa zúčastnilo 83 odborníkov zo Slovenska a Čiech, bol venovaný 35. výročiu vzniku Katedry geochémie Prírodovedeckej fakulty UK a významnému životnému jubileu akademika Bohuslava Cambela – jeho osemdesiatym piatym narodeninám.

Podujatie otvoril riaditeľ ŠGÚDŠ doc. M. Kaličiak a zástupca geológie a geofaktorov Ministerstva životného prostredia SR RNDr. J. Határ, ktorý v príhovore poukázal na širokú škálu geologickej a environmentálnej problematiky, ktorú v súčasnosti pomáha geochémia riešiť.

Organizačný výbor a odborní garanti seminára na zabezpečenie vysokej odbornej úrovne seminára vyžiadali od popredných odborníkov referáty a prednášky pokrývajúce spektrum geochemickej problematiky, ktorá sa v súčasnosti rieši na Slovensku, ale aj niektoré otázky geochémie vo svete.

Témy odborných referátov a prednášok:

S. Rapant: Environmentálnogeochemická regionalizácia Slovenskej republiky

D. Bodiš: Návrh metodiky identifikácie rizikových útvarov podzemnej vody na Slovensku – kvalitatívne vplyvy

J. Čurlík: Koncepčný rámec na posudzovanie kontaminácie podzemnej vody arzénom

P. Ivan: Geochémia, petrológia a geodynamický význam oceánskej kôry

Na seminári dovedna odznelo 28 referátov, prednášok a predstavilo sa 15 posterov. Materiály sú publikované v zborníku Geochémia 2004 (ŠGÚDŠ, Vyd. D. Štúra, editor O. Ďurža a S. Rapant).

Opäť prebiehala osvedčená súťaž o najlepšiu prednášku (Cena S. Cambela) a poster (Cena S. Gazdu).

Cenu B. Cambela získal E. Hiller (Katedra geochémie Prírodovedeckej fakulty UK) za prednášku

E. Hiller, Z. Krascenits, M. Bartal, P. Kútnik a L. Zemanová: Herbicídy a polycyklické aromatické uhľovodíky v pôde. Väzba na pôdne zložky

a Cenu S. Gazdu M. Stejskal (Ústav geologických vied Masarykovej univerzity v Brne) za poster

M. Stejskal: Transport v kapilární třásni

Referáty, prednášky a postery priniesli aktuálne informácie zo širokého okruhu problematiky, ktorou sa v súčasnosti zaoberá geochémia, a to od geochemických informácií o oceánskej kôre cez modernú endogénnu a exogénnu geochémiu až po analytickú, izotopovú a environmentálnu geochémiu a geomedicínu.

Na seminári sa už tradične zúčastnili doktorandi z Prírodovedeckej fakulty Masarykovej univerzity v Brne a z Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave.

Poďakovanie organizačného výboru patrí autorom referátov, prednášok a posterov, sponzorom (ŠGÚDŠ Bratislava, EL, spol. s r. o., Spišská Nová Ves, HYDEKO-KV Bratislava, GEOPRODUKT Banská Bystrica) a všetkým, ktorí sa zaslúžili o veľmi úspešný priebeh seminára.

Organizačný výbor si dovoľuje upozorniť geochemickú pospolitosť, že tradíciu dodrží aj v roku 2005 a v mikulášskych dňoch (okolo 6. decembra) usporiada seminár GEOCHÉMIA 2005 (už ôsmy ročník), na ktorý všetkých záujemcov srdečne pozýva. Dúfa, že termín bude vyhovovať mnohým pracovníkom venujúcim sa geochémii.

Organizačný výbor osobitne vyzýva najmä mladých geochemikov na prednesenie príspevkov. Pre veľký a priaznivý ohlas sa pre autorov do 35 rokov opäť vypíše súťaž o najlepšiu prednášku (Cena B. Cambela) a poster (Cena S. Gazdu).

O. Ďurža a *S. Rapant*

Európsky **sociálny** fond

Celoživotné odborné vzdelávanie a príprava pracovníkov v oblasti geovied (nové metódy a výsledky výskumu v geológii Západných Karpát)

Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského v Bratislave začala v januári 2005 vzdelávaciu činnosť v rámci projektu *Prírodovedné vzdelávacie centrum – nástroj vzdelávania pre potreby trhu práce*. Projekt vznikol na výzvu Ministerstva práce, sociálnych vecí a rodiny SR (JPD NUTS II Bratislava Cieľ 3; Priorita – Rozvoj celoživotného vzdelávania a podpora rozvoja výskumu a vývoja v kontexte zvyšovania kvality ľudských zdrojov; Opatrenie: Stimulovanie a skvalitňovanie vzdelávania pre potreby zamestnávateľov a podnikateľského sektora) a je spolufinancovaný Európskou úniou.

Jedným zo subprojektov tohto projektu je aj *Celoživotné odborné vzdelávanie a príprava pracovníkov v oblasti geovied*, ktorého hlavným cieľom je vytvoriť platformu vzdelávania v geovedách umožňujúcu pracovníkom inštitúcií, ktorí majú v náplni práce riešenie otázok spätých s geosférou, zvyšovať vlastnú kvalifikáciu a pri výkone povolania využívať najnovšie poznatky získané v danej oblasti vo svete.

V oblasti geovied v súčasnosti nie je systémový prístup k celoživotnému vzdelávaniu. Odborné prednášky sa konajú sporadicky, ich cieľom je najmä informovať o najnovších poznatkoch v úzkej oblasti, sú určené hlavne odborníkom príslušného odboru, a tak úlohu celoživotného vzdelávania plnia len veľmi okrajovo.

Cieľom projektu je vytvoriť systém špecializovaných kurzov, ktorých účastníci by získali najnovšie poznatky a zručnosti v jednotlivých oblastiach, ako sa uvádza ďalej.

Kurzy budú zostavené tak, aby poskytli štrukturovaný pohľad na problematiku a dávali do kontextu a vzťahu klasické poznatky s najnovšími trendmi vo svete.

Viac kurzov bude zameraných aj na implementáciu novej direktívy EÚ o odpade z ťažobného a spracovateľského priemyslu, ktorá bude mať veľký vplyv na všetky geologické a ťažobné organizácie v EÚ.

Vzdelávacia činnosť bude určená odborným pracovníkom štátnej správy, samosprávy, Štátnej geologickej služby SR, organizáciám zaoberajúcim sa interakciou geosféry so životným prostredím, ako aj pracovníkom Prírodovedeckej fakulty UK, jej interným a externým doktorandom a doktorandom ostatných univerzít na Slovensku.

Okrem priameho zvyšovania kvalifikácie relatívne vysokého počtu pracovníkov príslušných organizácií a samotného predkladateľa projektu predpokladáme ďalšie pozitívne účinky riešenia projektu, a to

- získanie optimálneho množstva skúseností na vzdelávanie aj po skončení projektu
- zvýšenie komunikácie medzi všetkými organizáciami aktívnymi v danej oblasti
- príprava cenného študijného a prednáškového materiálu rozšíriteľného aj na študentov geologických študijných programov

Realizácia projektu spolufinancovaného z prostriedkov *Európskej únie (Európskeho sociálneho fondu)* je vítanou možnosťou vytvoriť základy systému celoživotného vzdelávania a overiť metodické postupy samotnej realizácie.

Plánovaný harmonogram a vzdelávací obsah subprojektu

Celoživotné odborné vzdelávanie a príprava pracovníkov v oblasti geovied

1. Nové trendy v geoinformatike (apríl 2005)
GIS spracovanie geologických údajov na príklade registra geofyzikálnej preskúmanosti. Využívanie veľkých databáz pri riešení environmentálnych problémov. Využívanie satelitných snímok. Digitálna mapa SR.
Lektor: RNDr. Štefan Káčer, CSc.

2. Environmentálna geológia (máj 2005)
Integrovaný manažment v systéme voda – sediment – pôda na zabránenie alebo redukciu znečisťovania zdrojov vody a pôdy na úrovni povodí. Mapovanie vybraných regiónov s dôrazom na praktickú aplikáciu smerníc na tvorbu máp. Toxicita a rizikovosť vybraných polutantov.
Lektori: Prof. RNDr. Vladimír Šucha, DrSc., RNDr. Karol Marsina, CSc., doc. RNDr. Štefan Rehák, CSc.

3. Geofyzika (jún 2005)
Metodiky interpretácie magnetických a tiažových anomálií, modelovanie anomalít magnetického a tiažového poľa pomocou profesionálneho geofyzikálneho programového vybavenia.
Lektori: doc. RNDr. Miroslav Bielik, DrSc., RNDr. Peter Kubeš, CSc., RNDr. Vlastimil Konečný, CSc.

4. Seizmické ohrozenie, neotektonika (september 2005)
Metódy neotektonického a seizmologického výskumu zamerané na mladé deformácie a pohyby vyvolané aktívnou tektonikou v mladých alpinotypných pohoriach. Štúdium bude zamerané na seizmické hazardy a ohrozenie obyvateľstva a veľkých inžinierskych stavieb endogénnymi geologickými procesmi spätými predovšetkým s pohybmi na aktívnych zlomoch a s nimi súvisiacimi zemetrasnými udalosťami. V súčasnosti sa výskum zameriava aj na výpočet fokálnych mechanizmov zemetrasení, pomocou ktorých sa dá identifikovať súčasný napäťový stav v zemskej kôre.
Lektori: prof. RNDr. Michal Kováč, DrSc., RNDr. Jozef Hók, CSc., Mgr. Rastislav Vojtko, PhD.

5. Regionálna geológia (október 2005)
Geologická stavba, tektonický vývoj a geologické mapovanie Malých Karpát a Považského Inovca s dôrazom na štruktúrny výskum (deformačné štádiá, ich geometria, kinematika a dynamika, korelácia v rámci oblasti alpsko-karpatsko-panónskej styčnej oblasti). Nadväznosť týchto jadrových pohorí na Východné Alpy a stavba predterciérneho podložia priľahlých území.
Lektor: prof. RNDr. Dušan Plašienka, DrSc.

6. Štruktúrna geológia (november 2005)
Analýza krehkých deformácií, predovšetkým zlomov je v súčasnosti rýchlo sa rozvíjajúcou metódou na identifikáciu tektonických udalostí v mladších geologických obdobiach. V Západných Karpatoch sa pomocou zlomovej a paleonapäťovej analýzy úspešne rekonštruujú paleonapäťové polia terciéru. Tieto metodiky prinášajú exaktné údaje o paleonapäťovom stave v terciéri. V súčasnosti je veľmi dobre rozpracovaná inverzná metóda, ktorá prepočítava paleonapätia z krehkých štruktúr. Medzi najpoužívanejšie softvérové aplikácie patrí program TectonicsFP, Stress, Invers, Flumo a Tensor.
Lektor: doc. RNDr. František Marko, CSc.

7. Geochronológia, izotopová geológia (január 2006)
Datovanie veku horninových komplexov geochemickými metódami. Najnovšie trendy vo využívaní rádioaktívnych aj stabilných izotopov pri riešení geologických a environmentálnych úloh.
Lektor: RNDr. Ján Kráľ, CSc.

8. Sekvenčná stratigrafia (február 2006)
Štúdium zákonitostí medzi stavbou výplne sedimentárnych paniev, geometriou horninových telies, zmenami morskej hladiny a orbitálnymi zmenami. Náuka o cyklickom opakovaní geologického záznamu zmien výšky morskej hladiny, rýchlosti akumulácie usadenín a vplyvu tektoniky na vývoj depozičných systémov. Súčasťou prednášky bude krátke cvičenie s možnosťou overiť základné prvky sekvenčnej analýzy a ukážky vybraných modelov kontinentálnej, neritickej klastickej, hlbokomorskej turbiditovej, plytkomorskej karbonátovej a panvovej karbonátovej sedimentácie.
Lektori: RNDr. Jozef Michalík, DrSc., RNDr. Ivan Baráth, CSc.

9. Klimatické zmeny, udalosti v geologickom zázname (marec 2006)
Kurz bude zameraný na významné a prelomové obdobia v geologickej minulosti Zeme späté s vývojom klímy. Snahou bude podať ucelený pohľad na rad nástrojov (stabilné izotopy, bioindikátory, sedimentologické a molekulárne indikátory) používaných pri dešifrovaní paleoklimatických zmien v sedimentárnom zázname. Paleoklimatické zmeny sa budú demonštrovať na vybraných, z hľadiska skúmaných parametrov vhodných lokalitách Západných Karpát. Na koreláciu sa použijú aj ukážky z geologicky príbuzných oblastí.
Lektori: doc. RNDr. Daniela Reháková, CSc., prof. RNDr. Michal Kováč, DrSc.

10. Netradičné suroviny a surovinový potenciál SR (apríl 2006)
Zameranie hlavne na nové trendy vo využívaní neobnoviteľných zdrojov, ich spracovaní a aplikácii s dôrazom na environmentálne technológie.
Lektor: prof. RNDr. Ivan Kraus, DrSc.

11. Znečisťovanie životného prostredia geologickými faktormi (máj 2006)
Priame prepojenie medzi zásahmi spoločnosti do geologického prostredia a environmentálnymi dôsledkami. Najnovšie trendy pri posudzovaní environmentálnych záťaží.
Lektor: prof. RNDr. Vladimír Šucha, DrSc.

12. Kvartérne mapovanie a pedológia (jún 2006)
Kvartérne sedimenty a pôda ako predmet najintenzívnejších environmentálnych interakcií a najnovšie prístupy k ich sledovaniu a hodnoteniu. Mapa ako grafické a informatické vyjadrenie poznania.
Lektori: doc. RNDr. Pavel Dlapa, PhD., RNDr. Juraj Maglay, Mgr. Peter Joniak

Odborným garantom a zostavovateľom subprojektu *Celoživotné odborné vzdelávanie a príprava pracovníkov v oblasti geovied* spolufinancovaného Európskou úniou je prof. RNDr. Michal Kováč, DrSc.

Ďalšie informácie o pripravovanej činnosti, o možnostiach zúčastniť sa na nej a presné termíny a miesto konania prednáškových blokov budú v dohľadnom čase zverejnené na web stránke Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského (http://www.fns.uniba.sk/). Záujemcovia, ktorých, dúfame, bude dosť, môžu o bližšie informácie požiadať aj prostredníctvom e-mailu hlavných organizátorov akcie – Michala Kováča (kovacm@fns.uniba.sk) alebo Katarínu Dubíkovú (dubikova@fns.uniba.sk).

K. Dubíková

Kronika

Akademik Bohuslav Cambel osemdesiatpäťročný

Dňa 29. októbra 2004 oslávil univerzitný profesor, akademik SAV Bohuslav Cambel významné životné jubileum osemdesiate piate narodeniny.

Akademik B. Cambel je významnou osobnosťou slovenskej vedy, zakladateľom geochemického výskumu na Slovensku, neúnavným organizátorom v oblasti školstva a vedy.

Narodil sa v Slovenskej Ľupči. Po maturite na Gymnáziu v Banskej Bystrici študoval v rokoch 1939–1945 na Prírodovedeckej fakulte Slovenskej univerzity v Bratislave. Orientoval sa na mineralógiu, petrológiu, výskum ložísk a geochémiu. Roku 1948 získal doktorát prírodných vied.

Už počas štúdií v roku 1943 sa stal asistentom v Mineralogicko-petrografickom ústave Prírodovedeckej fakulty Slovenskej univerzity. V roku 1952 sa stal zástupcom docenta a po roku docentom na Fakulte geologicko-geografických vied Univerzity Komenského a vedúcim Katedry nerastných surovín, ktorú sám založil. Viedol ju jedenásť rokov. V roku 1957 ho vymenovali za riadneho profesora pre odbor geochémia. Roku 1969 založil Katedru geochémie Prírodovedeckej fakulty UK, prvú svojho druhu v Československu. Katedra sa pod jeho vedením stala významným geochemickým pracoviskom a doteraz vychovala vyše 200 absolventov.

Prof. B. Cambel vychoval veľký počet odborníkov vrátane 35 ašpirantov, ktorí sa výrazne uplatnili nielen vo vede a školstve, ale aj v rôznych odvetviach hospodárstva.

Okrem plodnej pedagogickej a vedeckej činnosti akademik Cambel vykonával významné funkcie v rámci fakulty aj univerzity: bol prodekanom (1952–1953), prorektorom (1953–1957), dekanom (1959–1961) a rektorom (1966–1969).

Od roku 1963 bola popri UK druhým významným pôsobiskom jubilanta Slovenská akadémia vied. Nastúpil tam ako vedúci geologického laboratória SAV a od roku 1966 bol riaditeľom Geologického ústavu SAV. V tejto funkcii zotrval až do odchodu do dôchodku koncom roka 1989. Akademik Cambel má podstatnú zásluhu o vybudovanie Geologického ústavu SAV v Bratislave a neskôr jeho pobočky v Banskej Bystrici.

Aj v rámci SAV dosiahol jubilant významné pocty a ocenenia: člen Predsedníctva SAV (1964–1970), člen korešpondent SAV (od roku 1964), člen korešpondent bývalej ČSAV (od roku 1968) a akademik SAV (od roku 1972). Okrem toho je nositeľom viacerých domácich a zahraničných vedeckých ocenení, ako aj čestným doktorom Kyjevskej univerzity.

V rokoch 1966–1990 bol jubilant hlavným redaktorom Geologického zborníka Geologica Carpathica, ktorý sa postupne stal i medzinárodne uznávaným periodikom.

Ťažisko vedeckovýskumnej práce akademika Cambela spočívalo vo výskume kryštalických hornín, s ktorými sú späté významné výskyty nerastných surovín. Vo svojej práci venoval najväčšiu pozornosť Malým Karpatom. Podal podrobnú syntézu geologického vývoja malokarpatského kryštalinika, jeho geochemickú, mineralogickú a petrologickú charakteristiku, vysvetlil genézu pyritových a antimonitových rudných ložísk. Venoval pozornosť i geochronologickému datovaniu kryštalických komplexov Západných Karpát.

S veľkým ohlasom i v medzinárodných kruhoch sa stretli aj monografie jubilanta zamerané na geochémiu amfibolických hornín Západných Karpát (s L. Kamenickým) a na stopové prvky v sulfidoch (s J. Jarkovským). Za druhú monografiu dostali autori aj štátnu cenu. V rámci programu medzinárodnej spolupráce akadémií a vysokých škôl bol jubilant vedúcim medzinárodného kolektívu študujúceho granitoidné horniny. Dlhé roky bol členom mineralogickej a geochemickej komisie Karpatsko-balkánskej asociácie.

Rozsiahla je aj publikačná činnosť akademika B. Cambela doma aj v zahraničí. Samostatne alebo v spolupráci s domácimi aj zahraničnými autormi vyše 200 vedeckých prác, z ktorých je 22 monografií. Napísal aj niekoľko príležitostných článkov k rôznym udalostiam, jubileám, písal recenzie a populárne články, programové a prognózne úvahy.

V mene spolupracovníkov, najmä z Katedry geochémie Prírodovedeckej fakulty UK, jeho ašpirantov a študentov Prírodovedeckej fakulty UK, ako aj celej geologickej pospolitosti ďakujeme akademikovi Cambelovi za jeho dlhoročnú neúnavnú vedeckovýskumnú, publikačnú, organizačnú, výchovnú a pedagogickú prácu a do ďalších rokov mu želáme pevné zdravie.

J. Veselský a *O. Ďurža*

Spomienka na doc. Jána Seneša, DrSc.

Pri príležitosti nedožitých osemdesiatin celá slovenská geologická obec spomína na jedného zo spoluzakladateľov a popredných predstaviteľov modernej slovenskej geológie doc. RNDr. Jána Seneša, DrSc.

Ján Seneš sa narodil v Košiciach 3. februára 1924. Univerzitné štúdiá začal v rokoch 2. svetovej vojny v Budapešti, ale zavŕšil ich v roku 1947 v Bratislave. Vo svojom odbore najprv pôsobil v bývalom Uhoľnom prieskume. V rokoch 1956 až 1966 pracoval v Geologickom ústave Dionýza Štúra a neskôr stále v Geologickom ústave SAV.

Doc. Ján Seneš, DrSc., bol bohato štruktúrovanou osobnosťou. Mal mnoho záľub a koníčkov, venoval sa im s nesmiernou vervou, ale jeho najväčšou záľubou bola geológia. Geologickú prax začal ako terénny geológ – mapovač. Mapoval hlavne v juhoslovenských kotlinách a na východnom Slovensku. Zaujala ho makrofauna, ktorú študoval nielen z paleontologického hľadiska, ale skúmal aj jej biostratigrafickú hodnotu. Venoval sa i paleoekologickému a paleofaciálnemu bádaniu. Podrobne spracoval niekoľko významných slovenských paleontologických lokalít. Jeho sústredené úsilie o lepšie pochopenie biotopu fosílnej fauny ho primälo intenzívne skúmať recentné litorálne a šelfové biotopy v Baltickom, Čiernom, Jadranskom, ba i v Karibskom mori. Z tohto štúdia na Slovensku a v strednej Európe robil pionierske a veľmi aktuálne geologické závery.

Doc. Ján Seneš pri svojej vedeckovýskumnej práci veľmi skoro rozoznal nedostatky a úskalia paratetydnej neogénnej chronostratigrafie. Pochopil, že túto zložitú problematiku nemôže rozriešiť sám alebo v užšom tíme, a preto začal s preňho príznačnou húževnatosťou a cieľavedomosťou organizovať veľký medzinárodný kolektív popredných európskych neogénnych biostratigrafov a geológov. Výsledkom bolo naozaj monumentálne viaczväzkové dielo o chronostratigrafii a neostratotypoch paratetydného neogénu. Väčšinu zväzkov nielen redigoval, ale spracoval aj ich nosné kapitoly. V nadväznosti na skúsenosti pri tvorbe prvých zväzkov skoncipoval veľkorysý projekt korelácie mediterránneho a paratetydného neogénu, ktorý bol zahrnutý medzi prvé projekty IGCP-UNESCO. Svojou charizmou, entuziazmom a nápaditosťou podnietil a tematicky usmernil veľký medzinárodný tím vyše 300 špičkových odborníkov Európy, severnej Afriky, Blízkeho východu a centrálnej Ázie, ktorý po desaťročnom úsilí uzavrel korelačné štúdium neogénnych panví a depresií od Pyrenejského polostrova na západe po Aralské more a Indický oceán na východe. Výsledky tohto veľkého programu zhrnulo syntetické dielo *Mediterranean Tethys and Paratethys*.

Jedným z najväčších ocenení medzinárodnej vedeckej komunity, ktoré doc. Seneš dostal v rozkvete svojich tvorivých síl, bola jeho voľba za predsedu regionálnej komisie pre stratigrafiu mediterránneho neogénu na kongrese v Lyone v roku 1971, ktorá patrila medzi najaktívnejšie komisie Medzinárodnej geologickej únie a ktorej kongresy navštevovali stovky účastníkov nielen z Európy. Doc. Ján Seneš ako predseda zvolal v roku 1975 jej 6. kongres do Bratislavy. Na medzinárodnom geologickom kongrese v Paríži ho zvolili za predsedu subkomisie pre stratigrafiu neogénu.

Výsledky vedeckého bádania doc. Ján Seneš, DrSc., zhrnul v rade publikácií vrátane viacerých monografií. Najúplnejšiu bibliografiu jeho prác zverejnil Geologický zborník Geologica Carpathica (35, 1984, č. 4), ale nie sú v nej zahrnuté práce z posledných rokov Senešovej tvorivej činnosti.

Spomienka na doc. Jána Seneša by nebola úplná, keby v nej nebola aspoň zmienka o jeho mimoprofesiových záľubách. Venoval sa nielen filatelii, ale holdoval i rýchlym až adrenalínovým športom – lyžovaniu, automobilizmu, ba aj lietaniu na bezmotorových lietadlách. Iné jeho koníčky súviseli s geológiou. Zamlada bol významným speleológom, potápal sa v moriach, aby študoval biotop litorálnych šelfových organizmov, filmoval a fotografoval podmorský život.

Doc. RNDr. Ján Seneš, DrSc., bol a zostal veľkou osobnosťou slovenskej geológie. Aj keď čas, v ktorom žil, neprial širšej medzinárodnej spolupráci, dokázal prekonať politické bariéry, zorganizovať a úspešne viesť veľký medzinárodný projekt, ako aj náročnú tímovú prácu na mnohozväzkovom diele o chronostratigrafii a neostratotypoch paratetydného neogénu, čím si vyslúžil obdiv a uznanie nielen doma, ale hlavne v zahraničí.

Čo ešte dodať? Doc. RNDr. Ján Seneš, DrSc., bol dobrý, úprimný a otvorený človek. Rád pomáhal, posmeľoval, radil. Neznášal intrigy, aj keď proti nim aj neprajníkom musel bojovať, chrániť osobnú integritu, obhajovať výsledky vlastnej práce i vedeckého kolektívu, ktorú nezištne, prezieravo a veľkoryso organizoval a úspešne viedol. Vedeckým, odborným a organizačným prínosom, ale aj príkladnými ľudskými vlastnosťami si navždy vydobyl čestné miesto medzi osobnosťami slovenskej aj európskej geológie 20. storočia.

D. Vass

P. L. Bernstein: **Dějiny zlata.** Praha, Grada Publishing. 2004. 384 s. (Z anglického originálu The power of gold: the history of an obsession. New York 2000 do češtiny preložila R. Slavíková.)

Autor vyštudoval ekonómiu na Harwardskej univerzite a po skončení štúdií nastúpil do Federálnej rezervnej banky v New Yorku. Dlhé roky prednášal ekonómiu (New School for Social Research v New Yorku) a pôsobil aj v komerčnom bankovníctve. V roku 1973 založil vlastnú spoločnosť Peter L. Bernstein Inc., zaoberajúcu sa poradenskou činnosťou pre inštitucionálnych investorov a firmy z celého sveta. Okrem recenzovanej knihy napísal ďalších deväť prác z oblasti ekonómie a financií a publikoval množstvo článkov v renomovaných odborných časopisoch (The Wall Street Journal, The Financial Analyst Journal a i.). Je nositeľom viacerých prestížnych cien a podniká rozsiahle prednáškové turné po USA a celom svete.

Ako autor uvádza v predslove, recenzovaná publikácia nie je ucelenou históriou zlata ani systematickou analýzou jeho úlohy v ekonomike a kultúre a nie je ani podrobným historickým prehľadom vývoja peňazí a bankovníctva. Namiesto toho sa v nej opisujú udalosti a príhody súvisiace so zlatom, ktoré najlepšie dokumentujú magickú moc zlata nad ľudstvom, prejavujúcu sa v ovplyvňovaní ľudských osudov jednotlivcov či celých krajín.

Základným mottom knihy je príbeh rozprávaný anglickým publicistom Johnom Ruskinom v roku 1862, ktorý P. Bernstein uvádza na začiatku predhovoru: *„Muž nastúpil na palubu lode s celým svojím majetkom. Bol to vak plný zlatých mincí. Loď zasiahla veľká búrka a kapitán vydal rozkaz opustiť ju. Muž si priviazal vak okolo vlastného tela a skočil ponad palubu. Ťažké závažie ho okamžite stiahlo na dno.“ A Ruskin sa pýta: „Keď sa ten muž topil, mal zlato on? Alebo zlato malo jeho?“*

Kniha je rozdelená do troch častí. Prvá (Vstup na scénu, 9 kapitol, s. 23–135) zaujímavo uvádza príbehy o zlate od Mojžišových čias až do objavenia Ameriky a dobytia ríše Inkov. Väčšina zlata z biblických čias a zo starovekého Egypta podľa autora pochádzala z južného Egypta a Núbie (núb je egyptské slovo označujúce zlato). Podľa väčšiny prameňov produkcia núbijských baní vysoko prevyšovala množstvo zlata získané zo všetkých ostatných baní vtedy známeho sveta, až to až do času, keď bola objavená Amerika (to je od čias okolo 4000 rokov pred n. l. až po koniec 15. stor.). Zlato sa dobývalo ťažkou manuálnou prácou, ktorú väčšinou vykonávali bezprávni otroci a vojnoví zajatci. Istou výnimkou bola tzv. hydraulická metóda, ktorú zaviedli Rimania v Španielsku v 2. stor. pred n. l., využívajúca silný prúd vody na rozrušovanie zlatonosnej horniny a tým na obnaženie zlata. V menšom rozsahu sa táto metóda používala i na niektorých ďalších európskych ložiskách (stopy po nej zistil S. Polák, 1968, ako aj na starých ryžoviskách v okolí Zlatníkov v Považskom Inovci – pozn. recenzenta).

Druhá časť publikácie (Cesta k triumfu, 7 kapitol, s. 137–271) zahŕňa obdobie od začiatku 16. až do začiatku 20. stor. Azda najzaujímavejším čítaním je v nej podrobný opis tzv. zlatej horúčky (Kalifornia, Austrália, Sibír, Klondike, Južná Afrika). Španielske zámorské objavy zvýšili v 17. stor. celosvetovú produkciu zlata na viac ako 7 t ročne, čo bol približne dvojnásobok predchádzajúceho stavu. V roku 1700 bola svetová zásoba zlata päťkrát väčšia ako v roku 1492 a v 18. stor. sa vďaka portugalským objavom v Brazílii ešte zdvojnásobila.

V roku 1859, keď v Kalifornii, Austrálii a na Sibíri prebiehala dravá ťažba nových ložísk, bola svetová produkcia zlata 275 t, približne desaťnásobok priemernej ročnej produkcie 18. stor. Za desať rokov by sa takýmto tempom vyťažilo množstvo rovnajúce sa celkovému množstvu zlata objavenému za posledných 356 rokov, teda v rokoch 1492–1848. A to ešte nebolo objavené zlato na Klondiku, v Colorade, a hlavne v Južnej Afrike, ktoré sa stali aktuálnymi až na prelome 19. a 20. stor. Zaujímavé je grafické znázornenie celkového množstva vyťaženého zlata na svete. Keby sa v roku 1500 zo všetkého vyťaženého zlata urobila myslená kocka, jej hrana by nemerala viac ako 2 m, ale v roku 1908 by už merala 10 m. (J. Struž a B. Studýnka, 1985, uvádzajú, že by hrana takejto kocky merala asi 17,5 m, ale ešte stále by sa hravo zmestila pod Eifellovu vežu).

Tretia časť (Ústup zo slávy, 4 kapitoly, s. 273–355) je najmä o hospodárskych a morálnych dôsledkoch prvej svetovej vojny, o obnove a opätovnom páde tzv. zlatého štandardu, a krachu na newyorskej burze cenných papierov a o mnohých udalostiach a zmenách na trhu zlata v období po 2. svetovej vojne až po súčasnosť.

V záverečnej kapitole sa pripomína výrok Róberta Mundella, nositeľa Nobelovej ceny za ekonómiu z roku 1999, ktorý už v roku 1997 predpovedal, že zlato bude súčasťou medzinárodného peňažného systému aj v 21. stor. Je však nepravdepodobné, že by sa vrátilo k svojej tradičnej úlohe univerzálnych peňazí, pravda, ak nepríde čas, keď dolár, euro či japonský jen prestanú fungovať ako medzinárodné prijateľné platidlá.

Záverom Peter L. Bernstein rekapituluje: *„Tí, ktorí verili, že zlato je obranou proti životným neistotám, nepochopili, že túžba po večnosti nemôže byť uspokojená zlatom ani ničím iným, čo sme si zvolili namiesto zlata, dolármi, eurami, hocičím. Zlato nemôže byť samo osebe cieľom – hromadenie nevytvára pravé bohatstvo. Zlato má zmysel iba ako krásna vec, ozdoba, alebo prostriedok výmeny. A tak najsympatickejšími hrdinami nášho príbehu ostanú zrejme obyčajní domorodci z Djenné a Timbuktu. Tí, ktorí vo všetkej tichosti menili zlato za drahocennú soľ, aby sa udržali pri živote.“*

Knihu doplňajú poznámky (podľa jednotlivých kapitol), zoznam literatúry a register. Autorka prekladu doplnila text o ekvivalenty merných jednotiek, ktoré sa bežne používajú v Európe (s. 17). Celé dielo sa ľahko číta ako živá a aktuálna učebnica histórie a ekonómie. Vrelo ho odporúčam.

J. Knésl

E. Dobra a J. Pinka: **Herliansky gejzír a prírodné bohatstvo v okolí.** 1. vyd. Košice, Elfa 2004. 103 s.

Začiatkom roku sa na slovenskom knižnom trhu objavila publikácia, ktorej venujem niekoľko poznámok. Je mimoriadne pekne graficky spracovaná, má formát B5 a je vytlačená na kvalitnom kriedovom papieri s väzbou V8. Vyšla v náklade 1000 ks. Cenná je aj tým, že vyšla v slovensko-anglickej mutácii. Recenzoval ju prof. Ing. T. Sasvári, CSc.

Recenzovaná práca je monografiou o prírodnom skvoste – Herlianskom gejzíre, zároveň sa zaoberá aj problematikou geotermálneho potenciálu Slovenskej republiky a autori do jej textu zahrnuli aj opis a hodnotenie nielen bezprostredného okolia gejzíru, no aj mineralogickú, klimatickú a geologickú charakteristiku okolia Herlian (napr. Dubník a Zlatú Baňu), ba v druhej časti venujú pozornosť aj geotermálnej energii v širšom okolí gejzíru (ostatným geotermálnym zdrojom v SR) a potom aj vo svete. (Záver publikácie v týchto intenciách nekorešponduje úplne s názvom, lebo sa netýka iba blízkeho okolia a podobne aj mapy, napr. na s. 10 a 11, nezasahujú do opisovanej oblasti Dubníka a Zlatej Bane.)

V závere za obsahovou časťou diela sú aj schematické topografické mapy s vyznačením lokalít a miest spomenutých v texte.

Ako geológ a gemológ sa zameriavam najmä na časť publikácie venovanú geológii oblasti Herlianskeho gejzíru, osobitne časti v okolí Dubníka spätú s výskytom šperkársky zužitkovateľných surovín.

Publikáciu som viac ráz podrobne preštudoval a upozorňujem na niektoré jej závažné nedostatky a chyby (napr. na s. 20).

Autori uvádzajú, že v širšom okolí Zlatej Bane je niekoľko výskytov polodrahokamov. Podľa mňa nie je namieste termín polodrahokamy, ktorý sa v gemologickej terminológii nepoužíva už viac rokov. Sám drahý opál sa dnes zaraďuje do kategórie drahých šperkárskych kameňov (IB) a ostatné typy opálu medzi ozdobné šperkové kamene (IC až IIB; Kijevlenko, 1980). Oblasť Zlatej Bane sa v minulosti viac spájala s ťažbou polymetalických a drahokovových rúd, ale nie s ťažbou drahých kameňov, ako sa uvádza v texte.

Nie je pravda, že drahý dubnícky opál patril medzi drahé kamene iba v minulosti, lebo sa na tomto ložisku ťaží aj dnes a zhotovujú sa z neho individuálne šperky. Je to, žiaľ, paradox, pretože opál je v súčasnosti u nás chráneným nerastom.

Informácia, že sa najväčší drahý opál našiel v 16. stor. na kopci Libanka a mal 3000 karátov, je nesprávna alebo nepresne citovaná (zjavne Butkovič, 1970). Tento nález pravdepodobne nie je z roku 1775, lebo sa spomína už v prameňoch o sto rokov skôr (napr. v známom cestopise E. Browna) v zbierkach mineralogického kabinetu vo Viedni. Navyše – ako ho dnes poznáme ako tzv. Vienna Imperial Opal, nenašiel sa „na kopci...", ale pravdepodobne v koryte jedného z miestnych potokov (potvrdzuje to aj jeho mierne opracovaný tvar – pravdepodobne potokom Olšavka, čiže pochádza z náplavového náleziska). Má presne 13 x 7 x 7 cm, 594 g, t. j. 2970 ct. (1 ct. = 0,2 g).

Na Dubníku už niekoľko rokov vykonáva pomerne intenzívny geologický prieskum a opál zo starých háld štôlne Viliam (vo vyhradenom priestore) získava Slovenský opál, s. r. o., a preto je údaj, že bane na Dubníku sú v súčasnosti iba nemým svedkom, nesprávny.

Autori uvádzajú, že celková nameraná dĺžka podzemných chodieb je 22 km. Je to zaujímavý a nový údaj (citácia zdroja informácie chýba), ale je nepresný a nesprávny. O riadok nižšie totiž už autori používajú termín „ložisko" a uvádzajú celkovú dĺžku banských chodieb 15 km... (zameraná dĺžka však nemôže byť väčšia ako skutočná). Z textu publikácie nie je jasné ani to, o ktoré „ložisko" v skutočnosti ide, lebo odborná verejnosť vie, že sa na lokalite Dubník v minulosti vyčlenilo a v súčasnosti vyčleňuje viac ložísk (napr. Dubník, Libanka, Šimonka, Remety, Čelo a i.).

Nesprávnou informáciou je, že najrozšírenejší je sklený opál. Ten na vzduchu stráca priehľadnosť a matnie. V texte sa nerozlišujú variety dubníckeho drahého opálu (ako napr. drahý, sklený, mliečny, ohnivý a pod.), t. j. odlišné charakterom základnej stavebnej hmoty (mliečny, sklený), v ktorej sa prejavuje samotná farbohra – opalescencia. Opály prejavujúce sa stratou vody (dehydratáciou) sú hydrofány.

Na s. 21 sa konštatuje, že medzi drahými opálmi podľa farbohry možno vyčleniť základné typy: ohnivý opál... Ale ohnivý a drahý opál sú samostatné typy opálu a nemožno ich navzájom zamieňať. Rád by som uviedol, že sa na Dubníku ohnivý opál v pravom slova zmysle ani nikdy nenašiel.

V celom ďalšom texte sú nevhodne a neodborne pospájané údaje o formách a typoch opálu, ktoré vytvárajú akúsi „novú" klasifikáciu opálov. Ako dôvetok je informácia, že hyalit = sklený opál (ľudovo).

Všetky údaje o zbierkových fondoch sú nepresné a údaje prevzaté bez citácie (napr. Š. Butkovič, 1970: História slovenského drahého opálu z Dubníka; P. Semrád – J. Kováč, 2000: Dubnícke opálové bane; M. Barok – J. Molnár, 2001: Najkrajším slovenským drahokamom je opál; M. Barok – P. Semrád, 2001: Dubnícky opál – drahokam známy i neznámy).

Treba spresniť, že v náhrdelníku kráľovnej Izabely je trinásť perfektne brúsených opálov... Nejde o náhrdelník, lež o záves (to je podstatný rozdiel). A opálov nie je trinásť, lebo niektoré chýbajú, no a vonkoncom nie sú perfektne brúsené. Navyše ani informácia o majiteľovi „náhrdelníka" nie je presná. Aj kvalita použitých opálov je relatívna.

Upozorňujem na nesprávny prepis priezviska rodiny Goldschmiedtovcov. Správny prepis je Goldschmidt, ten je v správnej podobe aj na pamätníku.

Upozorňujem čitateľov, že nejde o epitaf, lebo epitaf je umelecký nápis na náhrobnom kameni, a pretože tento objekt sa v minulosti postavil na iný cieľ a nik nie je pod ním pochovaný, je termín „epitaf" pod obrázkom použitý irelevantne (pozri foto dole na s. 21).

Pôvodná forma šľachtického predikátu „Libankai", pôvodne udeleného S. J. N. Goldschmidtovi, je „von Libanka".

Nesprávne informácie, vytrhnuté z kontextu iných prác (bez citácie), sú aj o ceste opálov na brúsenie do Holandska a Viedne. Drahé opály prechádzali najprv cez Orient a až tak do spomenutých brusičských miest. Zavše si ich majiteľ vozil sám priamo do Viedne.

Slovenský termín je obyčajný, nie „obecný" opál (s. 22).

Autorom odporúčam používať slovenské názvy minerálov, ktoré boli nedávno publikované aj knižne (Uher – Ozdín, ŠGÚDŠ, 2002).

Pri opise lokalít sa v recenzovanej publikácii nespomína viac ďalších známych lokalít v okolí, napr. hyalitov v Kecerovciach, drevných opálov v Ortášoch atď.

Pod obr. na s. 27 sa uvádza, že ide o tromlované opály z Herlian a Banského. Opálmi sú iba tri kusy červenej farby, ale ostatné sú limnokvarcity (pozri foto naproti v nábruse).

V opise pod obr. na s. 28 sa nesprávne uvádza šachta Jozef. Správne má byť štôlňa Jozef (v minulosti bola aj šachta Jozef, ale sa nezachovala, šachta je tzv. Fedo a je okolo 200 m nad spomenutou štôlňou Jozef).

V texte chýba podstatná časť citácie pôvodníin, materiálov a fotografií a ani zoznam literatúry nie je úplný.

Na záver autorom recenzovanej publikácie blahoželám k jej vydaniu, oceňujem ich námahu pri získavaní podkladov, ako aj pri ukážkovom spracúvaní. Keďže ide o text určený hlavne pre univerzitných študentov, odporúčam, aby autori zvážili nedostatky, ktoré im vyčitujem, zamysleli sa nad nimi a do publikácie prípadne vložili erráta pre čitateľov.

V súvislosti s citovaním a preberaním textu a obrazovej dokumentácie upozorňujem autorov na autorský zákon 34/2001 Z. z.

Publikáciu v intenciách uvedených výhrad odporúčam širokej verejnosti. Podľa mojich informácií si ju záujemcovia môžu kúpiť u autorov. Jej cena je okolo 450 Sk.

M. Barok

L. Illášová a I. Turnovec: **Úvod do gemológie.** Vysokoškolské skriptá na štúdium technickej mineralógie – gemológie. 1. diel. 1. vyd. Nitra, Univerzita Konštantína Filozofa 2004. 103 s.

Recenzované vysokoškolské učebné texty, skriptá z technickej mineralógie – gemológie, vyšli v druhej polovici uplynulého roku. Práve preto, že ide o učebné texty, z ktorých majú záujemcovia čerpať potrebné informácie, venujem im niekoľko nasledujúcich riadkov. Majú formát A4 a sú – žiaľ, iba vizuálne – podobné iným textom určeným na štúdium.

V publikácii sa uvádza, že bola z odbornej, gramatickej a grafickej stránky recenzovaná a upravená, ale skutočnosť to nepotvrdzuje. Naopak. Pri jej štúdiu som dospel k názoru, že autori – tak povediac – „zviazali" svoju prvotnú korešpondenciu či rukopis.

Recenzované univerzitné skriptá sú na domácom knižnom trhu tým, čo u nás stále chýba, a tak sa tento nedostatok vypĺňa štúdiom zahraničnej literatúry a čerpaním informácií z Internetu. Aj preto je myšlienka napísať a vydať učebné texty nesporným plusom, a to najmä z hľadiska študujúcej generácie. Ale osobne si myslím, že by sa to nemalo robiť za každú cenu a výsledkom by v každom prípade mal byť text na vysokej odbornej úrovni.

Autori skript, o ktorých je reč, na základe vlastných skúseností a v podstatnej časti z prevzatých informácií vytvorili málo súvislé, a najmä z odbornej stránky veľmi povrchné „dielo", ktoré má navyše veľmi nízku jazykovú i grafickú (aj tá je dôležitá) úroveň. Autorom zrejme uniklo, že aj keď majú skriptá iba časovo obmedzenú platnosť, majú sa z nich učiť univerzitní študenti, a tak by odborná stránka textu mala byť aspoň stopercentná, ak nie ešte vyššia. Tvrdím: text skript ako celok nie je plne vhodný na štúdium.

Upozorním iba na niektoré z najzávažnejších chýb v texte skript.

Nerudný pôvod šperkárskych surovín (s. 6) nemožno vzťahovať napr. na hematit...

Histórii spracúvania (s. 7) chýba chronológia, vecnosť, vyváženosť textu a novodobá história. Používať v odbornom vysokoškolskom texte termín „kameň" je neodborné!

Mätúce a nesprávne informácie, často dopletené a všemožne skombinované, nájde čitateľ aj na ďalších stranách (napr. „brúsi sa... o. i. ... namíbijská meď...", s. 12; „čím viac faziet, tým je brús opticky efektívnejší", s. 25; „gemologické názvy „dobrá lupa!", s. 76).

Chýbajú citácie originálov, autorov obrázkov a schém. Informácie o slovenskom drahom opáli (s. 90) sú neaktuálne a dehonestujúce. Fyzikálne údaje a terminológia v tabuľkovej časti od s. 80 sú nepresné.

Skriptám možno vyčítať nevhodnú postupnosť, t. j. sled textu, neúplnosť a chaotickosť v podávaní informácií, časté používanie hovorových názvov namiesto odborných termínov, nevysvetlenie základných a kľúčových pojmov vrátane toho najzákladnejšieho – gemológie, vnášanie osobných dojmov autorov do textu, zlý prepis niektorých názvov, nevysvetlenie časti skratiek používaných v texte.

Nevhodne je spracovaný záver a zoznam literatúry.

V skriptách vydaných pod hlavičkou univerzity je niekoľko desiatok hrubých chýb gramatického a terminologického charakteru (napr. s. 55), ktoré poukazujú na neseriózność prístupu pred ich vydaním. V texte je aj veľa „bohemizmov".

Recenzované skriptá Úvod do gemológie z odborného hľadiska nie sú plne vhodné na štúdium gemológie. Sú iba akýmsi okrajovým zdrojom často nepresných informácií.

Verím, že autori pri tvorbe prípadných ďalších plánovaných skript venujú ich príprave, a najmä ich odbornej stránke väčšiu pozornosť.

M. Barok

Program exkurzií

Sekcia A

1. Brekovský hrad – humenské mezozoikum, fatrikum, karbonáty jury až spodnej kriedy
2. Osada Dolina – kryštalinikum veporika Čiernej hory a Braniska, miklušovský komplex
3. Margecany – kryštalinikum veporika Čiernej hory, margecianska strižná zóna
4. Jaklovce – meliatikum, metamorfity
5. Jaklovce – Gelnica – Mníšek nad Hnilcom – Smolník – Štós – Medzev – litologická, petrologická a tektonická problematika staršieho a mladšieho paleozoika gemerika

Sekcia B

1. Vinné-Medvedia hora – andezitové extruzívne telesá komplexu Vinné, Vihorlatské vrchy
2. Morské oko – centrálna vulkanická zóna stratovulkánu Morské oko, Vihorlatské vrchy
3. Beňatina – čorštýnska jednotka bradlového pásma, krinoidové vápence
4. Ladomírov – andezitové neky v magurskej jednotke vonkajšieho flyšového pásma
5. Krivá Oľka – zlinské súvrstvie, račianska jednotka, magurský príkrov vonkajšieho flyšového pásma
6. Košárovce – strihovské súvrstvie, krynická jednotka, magurský príkrov vonkajšieho flyšového pásma
7. Maglovec – plytkointruzívne-extruzívne andezitové telesá komplexu Lysá Stráž-Oblík, Slanské vrchy

Sekcia C

1. Pozdišovce – ložisko keramických ílov
2. Zbudza – evaporitový horizont, báden, ložisko kamennej soli
3. Nižný Hrabovec – nižnohrabovské súvrstvie, báden, zeolitizované ryodacitové tufy
4. Herľany – herlianské mäsité opály, stratovulkán Strechový vrch, Slanské vrchy
5. Dubník – ložisko drahého opálu, štôlňa Viliam, stratovulkán Zlatá Baňa, Slanské vrchy
6. Zlatá Baňa – Pusté pole – ložisko drahokovových a polymetalických rúd, stratovulkán Zlatá Baňa, Slanské vrchy
7. Solivar – ložisko kamennej soli, soľnobanské súvrstvie, karpat

Sekcia D

1. Košický Klečenov – monitoring plazivých pohybov blokov a tektonických pohybov pomocou dilatometrov
2. Herľany – história a súčasnosť známeho gejzíru
3. Fintice – výsledky dlhodobého monitoringu prúdového zosuvu
4. Lipovce – história a charakteristika minerálnych prameňov Salvator
5. Spišský hrad – prieskumno-sanačné práce spojené s monitoringom blokových pohybov

V období posledných 25 rokov sa v oblasti Východného Slovenska konalo už niekoľko konferencií, pričom každá z nich mala svoje tematické zameranie. Do tejto oblasti Slovenska, regiónu Zemplína, však kongres SGS zavíta po prvýkrát. Bizarnosť skalných útvarov, nachádzajúcich sa v tomto regióne ako aj v susediacich regiónoch Šariša, Abova, Gemera a Spiša veľmi pôsobivo charakterizuje geologickú minulosť tejto krásnej krajiny. Prírodné krásy, ich rôznorodosť a príťažlivosť v každom ročnom období, množstvo kultúrno-historických pamiatok, veľmi dobré možnosti na turistiku a rekreáciu v spojitosti so srdečnosťou a živými ľudovými tradíciami obyvateľstva sú pre tento región príznačné. Na južných svahoch vulkanického pohoria Vihorlatských vrchov, ako aj v tokajskej oblasti sa obyvateľom darí pestovať a spracúvať vinič hroznorodý, charakteristický pre túto oblasť (Tibava, Vinné, Viničky, Streda n. Bodrogom a i.), a pripravovať víno vynikajúcej kvality. Nie nadarmo sa hovorí o tokajskom víne ako o víne kráľov, resp. kráľovi vín. V tomto regióne sa narodilo a pracovalo taktiež mnoho významných slovenských geológov. Organizáciou kongresu SGS v tejto časti krásnej slovenskej krajiny chceme vzdať hold ich práci tak v minulosti ako aj v prítomnosti a zároveň sa pozrieť na možnosti rozvoja geológie a ekonomického prínosu do budúcnosti. Celý rad nových poznatkov z jednotlivých odborov geológie bude prezentovaných počas kongresu, takže Vás aj touto formou naň srdečne pozývame.

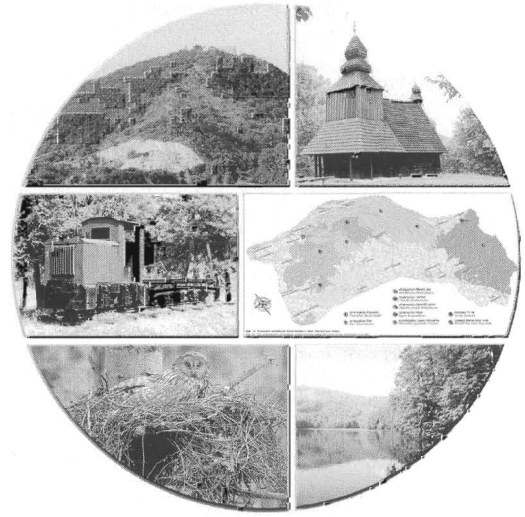
Umiestnenie kongresu
Medvedia hora,
voj. zotavovňa a hotel,
Zemplínska šírava,
Východné Slovensko

KONGRES
Slovenskej geologickej spoločnosti
pod záštitou ministra životného prostredia SR
Lászlóa Miklósa
a predsedu košického samosprávneho kraja
Rudolfa Bauera

SGS 2005 Medvedia hora

2. cirkulár

MINULOSŤ, PRÍTOMNOSŤ A BUDÚCNOSŤ GEOLOGICKÉHO POZNANIA (*RENESANCIA GEOLÓGIE*)



Medvedia hora, Zemplínska šírava
Región Východného Slovenska
Slovenská republika
20. 6. – 23. 6. 2005

MINULOSŤ, PRÍTOMNOSŤ A BUDÚCNOSŤ GEOLOGICKÉHO POZNANIA (*RENESANCIA GEOLÓGIE*)

Na úvod...

Slovenská geologická spoločnosť (SGS) nadväzuje na tradície Uhorskej geologickej spoločnosti založenej v roku 1848 a Československej spoločnosti pre mineralógiu a geológiu (ČSMG), ktorá bola založená r. 1923, a svoje celoštátne zjazdy začala organizovať od roku 1933. SGS ako samostatný subjekt bola zriadená v roku 1967. Od roku 1991 má právnu subjektivitu. V rokoch 1933 až 1993 sa konalo spolu 27 zjazdov ČSMG a SGS. Po vzniku samostatnej Slovenskej republiky SGS zorganizovala doteraz tri vlastné zjazdy – r. 1995 v Spišskej Novej Vsi, r. 1997 v Bratislave a r. 2001 v Banskej Štiavnici. Kongres SGS 2005 bude v poradí 31. celoštátne podujatie geologických spoločností pôsobiacich na území Česko-Slovenska a Slovenska. Bude to 11. podujatie organizované na slovenskom území, 14. počas existencie samostatnej SGS, 4. v ére Slovenskej republiky a bude to prvý kongres SGS po vstupe Slovenskej republiky do Európskej únie.

Tematické zameranie sekcií

A) Geologický vývoj, charakter a genéza paleozoických a mezozoických jednotiek
B) Geologický vývoj, charakter a genéza kenozoických jednotiek
C) Geologický a technologický výskum nerastných surovín, mineralógia, petrológia a geochémia
D) Environmentálna geológia, geologické dedičstvo a geoturizmus

Oficiálny jazyk kongresu

Oficiálnym jazykom kongresu je slovenský a anglický jazyk.

Dôležité dátumy

15. marec 2005 ⇨ registrácia s príspevkom, zaplatenie poplatkov

Registrácia

Prosíme, vyplňte priložený registračný formulár pozorne podľa inštrukcií. Konfirmačný list účastníka so zaregistrovaním kongresového príspevku a platby bude spätne zaslaný e-mailom. Registračný formulár bude k dispozícii aj na internetovej stránke www.gssr.sk od 1. 3. 2005.
Registračný formulár, zaslaný po 30. marci bude zaregistrovaný, článok a abstrakt však už nebude publikovaný v zborníku (Mineralia Slovaca).

Program

1. deň: 20. 6. 2005
14^{00} – 17^{00} hod. ⇨ registrácia účastníkov
17^{00} – 19^{30} hod. ⇨ otvorenie kongresu, plenárne prednášky
19^{30} – 22^{30} hod. ⇨ recepcia

2. deň: 21. 6. 2005
9^{00} – 12^{00} hod. ⇨ rokovanie v sekciách
12^{00} – 14^{00} hod. ⇨ obedňajšia prestávka
14^{00} – 17^{00} hod. ⇨ rokovanie v sekciách
17^{00} – 19^{00} hod. ⇨ postery

3. deň: 22. 6. 2005
9^{00} – 12^{00} hod. ⇨ rokovanie v sekciách
12^{00} – 13^{30} hod. ⇨ obedňajšia prestávka
14^{00} – 21^{00} hod. ⇨ návšteva tokajskej oblasti a ukončenie kongresu

4. deň: 23. 6. 2005
8^{00} – 18^{00} hod. ⇨ exkurzie podľa programu jednotlivých sekcií
18^{00} hod. ⇨ ukončenie exkurzií (železničná stanica v Košiciach)

Prednášková a posterová prezentácia

Dĺžka plenárnych prednášok je 30 min., prednášok v sekciách 20 min. (15 + 5 min.). K dispozícii je dataprojektor, spätný projektor a diaprojektor. Požiadavky na technické vybavenie k Vašej prezentácii prosíme zaslať spolu s príspevkom. Formát posterov je A0 (~ 900x1200 mm). Príspevky z prednášok a abstrakty posterov budú publikované v časopise Mineralia Slovaca v slovenskom alebo anglickom jazyku. Zašlite ich e-mailom (sgs.congress.2005@gssr-ke.sk) vo formáte ***.doc** programu MS Word (Times New Roman 12 b; riadkovanie 1,5) **do 15. marca 2005**. Organizačný výbor si vyhradzuje právo rozhodnúť o zaradení príspevku.

Príspevky z prednášok zašlite vo forme článku so zachovaním vnútornej štruktúry a členenia s rozsahom maximálne 8 strán formátu A4 u plenárnych prednášok a 4 strany u ostatných prednášok vrátane obrázkov, tabuliek a textov k nim.

Abstrakty z posterov sú limitované rozsahom 1 strany A4, obrázky a tabuľky nie sú povolené.

Obrázky a tabuľky v prípade príspevkov z prednášok musia byť zaslané ako samostatné súbory. Pri vytváraní obrázkov, tabuliek a fotografií prosíme dodržať šírku 82 mm alebo 170 mm. Grafiku zasielať ako čiernobielu bitmapu v rozlíšení 600 DPI (line art) alebo 300 DPI (gray scale). Fotografie zasielajte s rozlíšením minimálne 300 DPI. Tabuľky je možné zaslať vo formáte *.xls (MS Excel) alebo *.doc (MS Word).

Štruktúra príspevkov

Názov príspevku
Mená autorov (meno prezentujúceho autora musí byť podčiarknuté)
Adresy autorov
Stručný abstrakt (v prípade posterových prezentácií samotný text príspevku nepresahujúci s vyššie uvedeným záhlavím 1 stranu formátu A4)
Kľúčové slová (potrebné uviesť aj v prípade posterových prezentácií)
Text príspevku (len u prednášok) s maximálnym vnútorným členením do dvoch hierarchických úrovní
Zoznam použitej literatúry (len u prednášok)

Poplatky	člen SGS	nečlen SGS	sprevádzajúca osoba	po 15. júni
registračný poplatok	1000.- Sk	1400.- Sk	800,- Sk	1500.- Sk
exkurzia	850.- Sk	850.- Sk	850.- Sk	1000.- Sk
spolu	**1850.- Sk**	**2250.- Sk**	**1650.- Sk**	**2500.- Sk**

Registračný poplatok zahŕňa:
zborník prednášok, propagačné materiály, náklady na organizáciu kongresu, občerstvenie
V cene exkurzie je zahrnutý:
exkurzný sprievodca, odborný výklad na lokalitách, doprava, obed

Ostatné platby: pre všetkých účastníkov
ubytovanie: 450,- Sk / noc recepcia: 100,- Sk
strava: 200,- Sk / deň
Ostatné platby sa budú hradiť v mieste konania kongresu.
Ubytovanie a stravu je nutné objednať dopredu, preto prosíme účastníkov, aby svoju požiadavku na ich zaistenie uviedli v záväznej prihláške.

Odhlásenie účasti
V prípade odhlásenia účasti do 15. mája 2005 budú platby, ktoré boli poukázané na účet SGS (registračný poplatok a platba za exkurziu) vrátené v plnej výške, do 30. mája 2005 bude vrátených 75 % platby. Pri odhlásení účasti po 1. júni 2005 sa platby nevracajú.

Platba
Poplatky, prosíme, uhraďte bankovým prevodom na účet:
platby z územia Slovenskej republiky
názov banky: Slovenská sporiteľňa, a.s., Suché mýto 6, 811 03 Bratislava
názov účtu: Slovenská geologická spoločnosť pri SAV, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
číslo účtu: 0172757683 / 0900
platby z územia mimo Slovenskej republiky
Bank: Slovenská sporiteľňa, a.s., Suché mýto 6, 811 03 Bratislava, Slovakia
BIC-SWIFT code:GIBASKBX
account No.- IBAN: SK700900000000 0172757683
Purpose of payment: 615 Fees for seminars

Označte, prosím, Vašu platbu tiež svojím menom a variabilným symbolom: 20230605

Garanti kongresu
Michal Kaličiak – Pavol Grecula – Stanislav Jacko st.
Organizátor
SGS pri SAV – pobočka SGS Košice a ŠGÚDŠ Bratislava
Organizačný výbor
Predseda: Branislav Žec
Podpredsedovia: Zoltán Németh a Stanislav Jacko ml.
Členovia: Elena Kaličiaková, Martin Repčiak, Ľubomír Petro, Ladislav Tometz, Erika Polaščinová, Ján Kobulský, Marián Stercz, Dušan Plašienka, Ľubica Iglárová, Ladislav Šimon, Rudolf Ďuďa, Ľubomír Tuček, Ľudmila Velgosová a Alena Wolfová
Kontaktná adresa
Branislav Žec
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, RC Košice, Jesenského 8, Košice 040 01, Slovenská republika
tel. č.: ++42155 625 00 43 , **fax:** ++421 55 625 00 44
e-mail: zec@gssr-ke.sk
sgs.congress.2005@gssr-ke.sk

Registračný formulár je k dispozícii aj na internetovej stránke www.gssr.sk

Rady autorom

Každý autor sa usiluje, aby jeho článok bol nielen obsahovo, ale aj graficky na vysokej úrovni. Vaše ilustrácie budú kvalitné, ak presne dodržíte naše inštrukcie.

Už pri príprave obrázka treba zvážiť, či sa umiestni na jeden stĺpec alebo na dva stĺpce, resp. na celú tlačenú stranu. Vhodne upravený obrázok (veľkosť písmen, hrúbka čiar) možno reprodukovať aj v pomere 1:1 alebo odporúčame urobiť kresby (perovky) väčšie, ako sa predpokladá ich veľkosť po vytlačení. Perovky majú byť zhotovené sýtym čiernym tušom. Pri obrázkoch urobených na počítači treba redakcii poslať originálne obrázky (nie xeroxové kópie) vytlačené na pauzovacom papieri - *tlač laserovou tlačiarňou v kamerálnej podobe pri vysokom rozlíšení (min. 300 DPI).* Pri zostavovaní obrázkov redakcia odporúča pracovať s programami vo vektorovom zobrazení (napr. Corel Draw — TIFF). Neodporúčame používať veľmi tenké čiary (tzv. vlasovej hrúbky) ani na obrysy, ani vo výplni.

Úmerne k predpokladanému zmenšeniu treba zvoliť hrúbku čiar, veľkosť písma, čísiel, hustotu šrafovania a pod. Text možno napísať väčším aj menším písmom (nie verzálkami - veľkými písmenami), a to podľa toho, čo sa má zvýrazniť. Optimálna veľkosť písma v časopise po zmenšení je pri veľkých písmenách a číslach 2 mm a pri malých písmenách 1.6 mm.

Všeobecne

1. Rukopis v dvoch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia Slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Ak je možnosť, pošlite text článku na diskete 3,5", spracovaný v editore T602 (WinText602, Ami Pro, MS Word, WordPerfect; PC) alebo MS Word, QuarkXPress (Mac) v norme Kamenických alebo Latin2. S disketou zašlite aj jeden výtlačok textu na papieri.
3. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
4. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom resumé je v slovenčine).
5. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko.

Text

1. Úprava textu včítane zoznamu literatúry prispôsobte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovačom 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver
5. Zreteľne treba odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 - hierarchicky najvyšší, 2 - nižší, 3 - najnižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr. (Dubčák, 1987: Hrubý et al., 1988) pred formou ... podľa Dubčáka (1987). Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obťahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne vlnovkou.
13. K článku treba pripojiť kľúčové slová.
14. Abstrakt, resumé, vysvetlivky k obrázkom a názvy tabuliek predloží autor redakcii aj v angličtine.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 340 x 210 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 x 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
   V prípade ilustrácií vytvorených na počítači prosíme o ich zaslanie na diskete 3,5" vo formáte CorelDraw (PC), Adobe Illustrator (PC, Mac) alebo Aldus FreeHand (Mac).
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (zvyčajne o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formou, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby najmenšie písmená po zmenšení boli veľké aspoň 1.2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar
4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr. fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier
7. Fotografie musia byť ostré, čiernobiele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípkou doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píšu strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a dopĺňať.
13. Farebné ilustrácie sú vítané, ale náklady na ich tlač hradí autor.

Tabuľky

1. Tabuľky sa píšu na osobitný list. Ich rozsah a vnútornú úpravu treba voliť tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoraďujte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise).
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa v abecednom poriadku 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. Citácie s doplnkom „v prípade", „zadané do tlače" sú neplnohodnotné a nemajú sa používať ani v texte. Citácia „osobná informácia" sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Používať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:

   Kniha

   Gazda, L. & Čech, M., 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155.

   Časopis

   Vrba, P., 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. Mineralia 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 GP Spišská Nová Ves, 28.
3. Pri článku viac ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názov, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J., 1975.