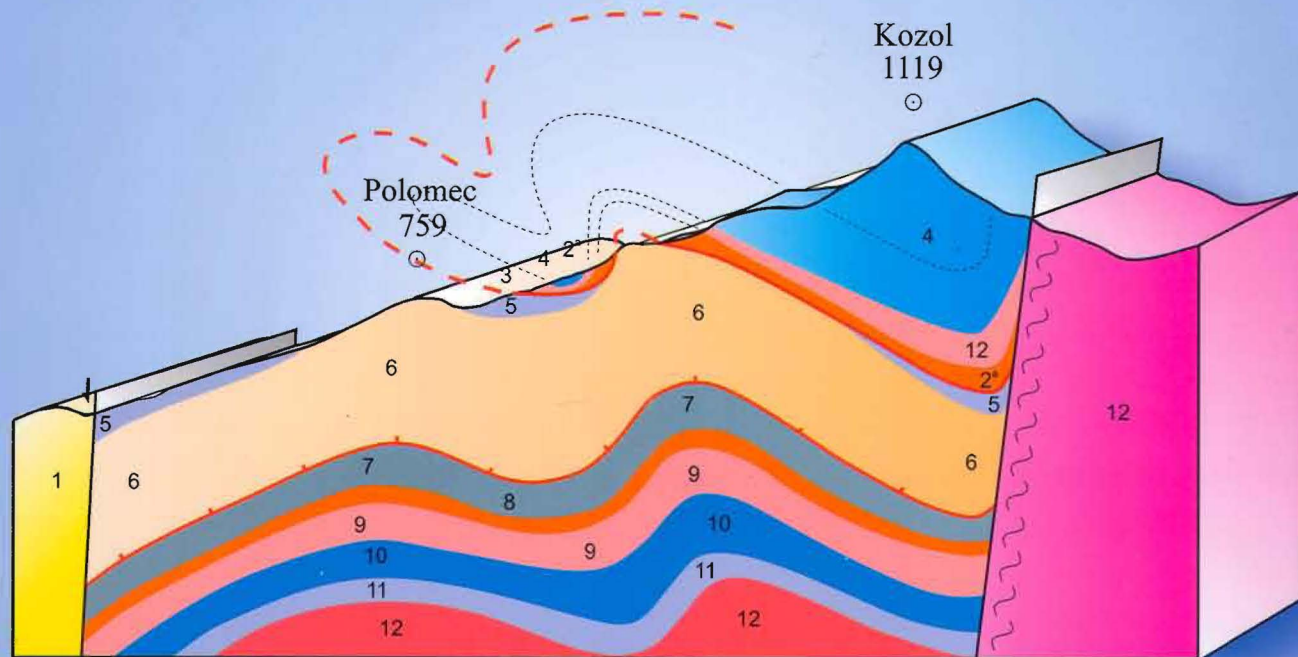


Mineralia Slovaca



Vedúci redaktor – Chief editor

PAVOL GREČULA

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 Hvoždara, 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

Lubomír 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 Vrabel, 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 Kušnár – Zoltán Németh

Technická redaktorka – Production editor

Alena Wolfová

Redaktorka – Editorial assistant

Mária Dryjová

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza štyrikrát ročne. Vydavateľ: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava. Spracované systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: Copycenter, spol. s r. o., Košice.

Predplatné v roku 2003 pre jednotlivcov 200,- Sk, pre členov Slovenskej geologickej spoločnosti 160,- Sk, pre organizácie 250,- Sk. Cena jednotlivého čísla je 50,- Sk, cena dvojčísła je 100,- Sk. Časopis možno objednať v redakcii.

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.

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 2003 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscription can be sent Štátny geologický ústav D. Štúra – RC Košice (Mineralia Slovaca), Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovakia and 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.

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

Rakús, M. & Hók, J.

Geologická stavba antiklinály Kozla

Geological structure of the Kozol anticline (Lúčanská Fatra Mts., Western Carpathians) 75

Vass, D., Holcová, K., Túnyi, I. & Beláček, B.

Hrušovské vrstvy – morské sedimenty vinickej formácie v Krupinskej planine (južné Slovensko)

The Hrušov Member – marine deposits of the Vinica Formation in the Krupinská planina Mts. (South Slovakia) 89

Vass, D., Elečko, M., Zlinská, A. & Túnyi, I.

Miocénne sedimenty na severnom úpätí Vihorlatských vrchov

Miocene deposits on northern foot-hills of Vihorlatské vrchy Mts., East Slovakia 95

Rakús, M., Hók, J., Kováč, P. & Fecek, P.

Geologická stavba donovalskej sekvencie

Geological structure of the Donovaly Sequence 101

Salaj, J. & Štemproková-Jírová, D.

Significance of *Praeglobotruncana* ex group *turona* (Olbertz, 1942) in the Cretaceous of the Bohemian Basin and Western Carpathians for the biostratigraphy of the Turonian

Význam druhu *Praeglobotruncana* ex gr. *turona* (Olbertz, 1942) pre biostratigrafiu turónu českého kriedového bazéna a karpatskej kriedy 107

Salaj, J. & Maamouri, A.-L.

Paleogeographic significance of the oceanic genera of the superfamily *Globotruncanacea* Brotzen, 1942

Paleogeografický význam oceánskych rodov nadčeláde *Globotruncanacea* Brotzen, 1942 111

Vass, D., Král, J., Fordinál, K. & Elečko, M.

Hodnotenie výsledkov stronciovej izotopovej stratigrafie juhoslovenského kenozoika

Evaluation of strontium isotope stratigraphy results, Cainozoic of Southern Slovakia 117

Vozár, J., Hvoždara, M. & Köhler, E.

Magnetotelluric investigation of Košice Basin for reservoirs of geothermal water

Magnetotelurický výskum Košickej kotliny zameraný na zistenie rezervoárov geotermálnej vody 125

Veselský, J., Ďurža, O., Jurkovič, L., Khun, M. & Streško, V.

Environmentálnogeochemický prieskum chránenej krajínnej oblasti Malé Karpaty a jej okolia

Of the environmental geochemical survey of the Malé Karpaty Mts. protected nature area 131

OBÁLKA: Geologický rez antiklinálou Kozla (Malá Fatra). Zostavili: Rakús a Hók (2003). 1 – zuberecké a hutianske súvrstvie (paleogén). *Fatricum*: Ďurčinská sekvencia – 2 – karpatský keuper, jedľovinské vrstvy – karbonatické brekcie (vrchný trias), 3 – ramsauské dolomity (stredný – ?vrchný trias), 4 – gutensteinské vápence (stredný trias), 5 – lúžňanské súvrstvie, kremence a kremenné pieskovce (spodný trias), 6 – stráňanské súvrstvie, kamenoporubské súvrstvie (perm). *Tatricum*: 7 – súvrstvie Slávikovej doliny (vrchný trias – spodná jura), 8 – karpatský keuper, kremenné pieskovce, zlepenice, bridlice (vrchný trias), 9 – ramsauské dolomity (stredný – ?vrchný trias), 10 – gutensteinské vápence (stredný trias), 11 – lúžňanské súvrstvie, kremence a kremenné pieskovce (spodný trias), 12 – granitoidy (mladšie paleozoikum).

COVER: Geological cross-section across the Kozol anticline (Malá Fatra Mts.). Compiled by: Rakús and Hók (2003). 1 – Zuberec and Huty Formation (Paleogene). *Fatricum*: Ďurčiná sequence – 2 – Carpathian Keuper, Jedľovina member – carbonatic breccia (Late Triassic), 3 – Ramsau dolomites (Middle – ?Late Triassic), 4 – Gutenstein limestones (Middle Triassic), 5 – Lúžna Formation, quartzites and quartzite sandstones (Early Triassic), 6 – Stráňany Formation, Kamenná Poruba Formation (Permian). *Tatricum*: 7 – Slávikova dolina Formation (Late Triassic – Early Jurassic), 8 – Carpathian Keuper, quartzite sandstones, conglomerates, shales (Late Triassic), 9 – Ramsau dolomites (Middle – ?Late Triassic), 10 – Gutenstein limestones (Middle Triassic), 11 – Lúžna Formation, quartzites and quartzite sandstones (Early Triassic), 12 – granitoides (Late Paleozoic).

Košťálik, J.

Mrazové klíny v kvartérnych sedimentoch Košickej kotliny – ich genéza a chronostratigrafia

Frost wedges in Quaternary sediments of Košice Basin – their genesis and chronostratigraphy 137

Luptáková, J. & Chovan, M.

Sekundárne minerály Pb-Zn ložiska Jasenie-Soviansko v Nízkyh Tatráh

Supergene minerals in the Pb-Zn deposit of Jasenie-Soviansko in the Nízke Tatry Mts. 141

Križáni, I., Andráš, P. & Jeleň, S.

Platina v produktoch úpravy rúd z ložiska Banská Hodruša

Platinum in the ore processing products from Banská Hodruša deposit 147

Hrašna, M.

Základné pojmy environmentálnej geológie a jej úlohy v manažmente geologického prostredia

The basic concepts of environmental geology and its role in the geoenvironment management 141

DISKUSIA – DISCUSSION

Bezák, V.

Prejavy pohorelskej línie v okolí hrončeckého žulového masívu

K diskusnému príspevku Dušana Kubínyho (Mineralia Slov., 34, 2002, s. 245–250)

The manifestations of the Pohorelá line in surrounding of Hrončok granite massif.

Discussion to contribution by Dušan Kubíny (Mineralia Slov., 34, 2002, 245–252) 157

Hraško, L.

Reakcia na článok D. Kubínyho Prejavy pohorelskej línie v okolí hrončeckého žulového masívu

Response to article by D. Kubíny The manifestations of the Pohorelá line in surrounding of Hrončok granite massif 157

Madarás, J.

Reakcia na diskusný príspevok Dušana Kubínyho Prejavy pohorelskej línie v okolí hrončockého žulového masívu

Response to discussion contribution by Dušan Kubíny The manifestations of the Pohorelá line

in surrounding of Hrončok granite massif 159

Kubíny, D.

Odpoveď na reakcie na diskusný príspevok Prejavy pohorelskej línie v okolí hrončeckého žulového masívu

Answer for responses to discussion contribution The manifestations of the Pohorelá line

in surrounding of Hrončok granite massif 160

Geovestník

Geologická stavba antiklinály Kozla

MILOŠ RAKÚS a JOZEF HÓK

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

(Doručené 27. 3. 2003, revidovaná verzia doručená 17. 4. 2003)

Geological structure of the Kozol anticline (Lúčanská Fatra Mts., Western Carpathians)

Mesozoic and Late Paleozoic rock sequences were investigated in northern Slovakia. There are three main tectonic units: Subautochthonous Tatricum tectonic unit and allochthonous Fatricum and Hronicum tectonic units. The Kozol anticline structure was interpreted as a part of the Tatricum unit. Recognition of Carpathian Keuper special type of sediments (Jedľovina Member) known only from Fatricum, allowed to link this structure with Fatricum unit. A typical facies for the Jedľovina Member are carbonate breccia sediments. New lithostratigraphic unit – the Slávikova dolina Fm., have been described (Late Triassic – Early Jurassic). Four main tectonic events have been distinguished for Alpine orogeny: Cretaceous NW–SE oriented tangential compression with F_1 recumbent folds origin, Early Miocene NW–SE oriented compression with F_2 upright folds, Middle Miocene–Late Miocene NW–SE extension with NE–SW oriented normal faults and Pliocene–Recent NE–SW oriented extension with perpendicularly oriented normal faults.

Key words: Tatricum, Fatricum, Carpathian Keuper, tectonic evolution

Úvod

Predmetom nášho výskumu boli hlavne mezozoické horninové sekvencie na sz. okraji Lúčanskej Fatry približne medzi obcou Turie a Kunerad, ako aj územie jz. výbežku Krivánskej Fatry v širšej oblasti Starhradu (obr. 1).

Dominantnou geologickou štruktúrou sz. okraja Lúčanskej Fatry je tzv. antiklinála Kozla, pomenovaná podľa rovnomennej kóty Kozol (1119 m). Je to pruh sedimentov mladšieho paleozoika (permu) orientovaný v smere SV–JZ vystupujúcich spod hornín mezozoika. Geologický termín antiklinála Kozla resp. antiklinálne pásmo Kozla do geologickej terminológie Západných Karpát zaviedol Andrusov et al. (1955). Prvá oficiálna zmienka o ňom je v monografii *Geológia československých Karpát* (Andrusov, 1959, s. 212). Odvtedy sa tento termín v literatúre používa aj interpretuje často, ale nerovnako sa chápe.

Andrusov (l. c.) ním pôvodne pomenoval súvrstvia permu až vrchného triasu, vystupujúce pri západnom okraji kryštalinika masívu Veterných hôľ. Andrusov a Kuthan (1944) tieto sedimentárne súbory považovali za normálny obal kryštalinika tatrika, no po revíznom štúdiu Andrusov (1955) dospel k záveru, že granitoidný masív *Veterných hôľ* je presunutý na antiklinálny pruh Kozla a mohol by tvoriť „samostatný tektonický pruh“ situovaný severnejšie od kryštalického masívu. Zároveň pripustil aj alternatívu, podľa ktorej je antiklinála Kozla príkrovový element presunutý cez kryštalinikum od J. Sám však konštatoval, že sa postavenie antiklinály Kozla (Andrusov, 1955) nedá určiť presne. Nevylúčil ani možnosť spojenia tejto antiklinály s Ďurčinskou sekvenciou.

Prvá zmienka o Ďurčinskej sekvencii, presnejšie o Ďurčinskom vývine, pochádza od Andrusova a Kuthana

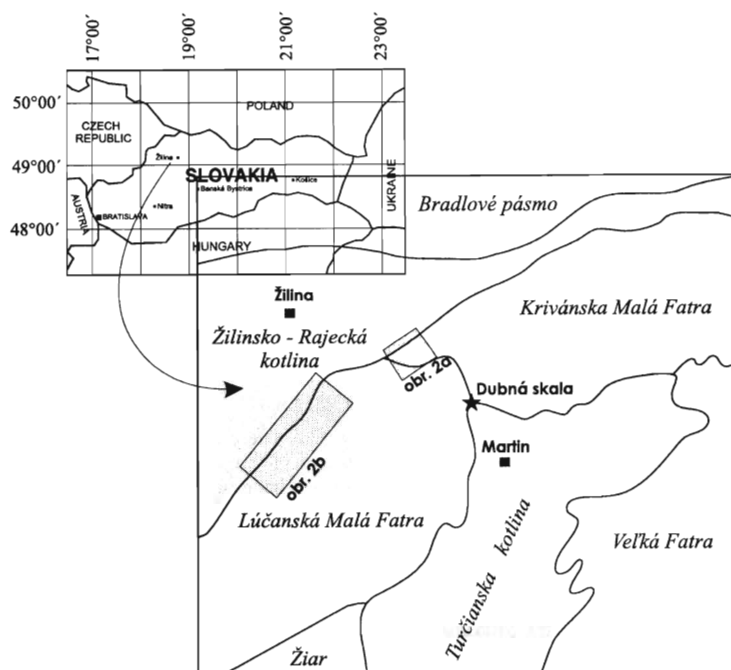
(1946). Neskôr Andrusov (1955) neoficiálne odlíšil Ďurčinskú sériu a pokladal ju alebo za spodnú digitáciu krížňanského príkrovu, alebo za samostatný celok. Prvá publikovaná zmienka o Ďurčinskej sérii je od toho istého autora (Andrusov, 1959), ktorý použil názov „doger a malm Ďurčinskej série pri Rajci“.

Mahel' (1959) považoval Ďurčinskú sériu za lokálny vývin krížňanskej jednotky, ale s tým rozdielom, že ide o odlišnú sériu. Zaradil ju do skupiny západokarpatských sérií, ktoré sám vyčlenil. Neskôr ten istý autor (Mahel', 1962, 1967) spájal Ďurčinskú sekvenciu s antiklinálou Kozla, ktorú považoval za obal kryštalického jadra Lúčanskej Fatry.

Rakús (1973) pokladal Ďurčinskú sukcesiu za spodný štruktúrny element krížňanského príkrovu presunutý cez antiklinálu Kozla. Vzhľadom na panujúci náhľad o antiklinále Kozla, ktorá sa spájala s obalom tatrika, akcentoval ich vzájomný tektonický styk.

Názor o tatrickej príslušnosti antiklinály Kozla publikoval aj Ďurovič (1973) a Molnárová (1973) a permské sedimenty zaradili do skupiny obalových sérií tatrika.

Diametrálne odlišný náhľad na postavenie, ako aj tektonickú príslušnosť paleozoika antiklinály Kozla vyjadrila Vozárová (1978) i Vozárová a Vozár (1983), ktorí v antiklinále Kozla odlišujú stráňanské súvrstvie patriace tatrickému obalu a malužinské, ktoré patrí hroniku (Vozárová a Vozár, 1983; Vozárová a Vozár, 1988). Hlavným argumentom v prospech zaradenia časti mladopaleozoických sedimentov antiklinály Kozla do tektonickej jednotky hronika bola litologická podobnosť s malužinským súvrstvom hronika. Pre tektonické prekrytie hornín antiklinály Kozla horninami patriacimi tatriku je takáto interpretácia neprijateľná. Pri zaradení časti sedimentov mladšieho paleo-



Obr. 1. Pozícia skúmanej oblasti.

Fig. 1. The position of investigated area (geology of shaded area see in Fig. 2).

zoika do hronika by sa tektonická jednotka hronika ocitla v tektonickom podloží fatrika.

Podľa Plašienku (1999) patria sedimety v antiklinále Kozla do tzv. kozolskej jednotky, ktorú zaraďuje do infra-tatrika, t. j. do základnej jednotky tektonickej stavby, ktorá bezprostredne prekryva váhické komplexy a je hierarchicky súčasťou tatrika.

Z prehľadu je zjavné, že názory rozličných autorov na tektonickú pozíciu, ako aj na litostratigrafickú náplň antiklinály Kozla sú rozdielne až kontroverzné.

Rakús (1973) vyčlenil osobitný litologický člen, ktorý tvoria telesá červeného a žltého bridličnatého dolomitu, doskovitého dolomitu, karbonatických brekcií až zlepenca. Stratigrafické zaradenie týchto sedimentov bolo problematické pre chýbanie biostratigrafických údajov. V súvislosti s litologickým porovnávaním s tzv. brekciou podstavovou z poľskej časti Vysokých Tatier (Kotanski, 1959) sa spomenutý litologický člen fakultatívne zaradil do spodného triasu, ale to od samého začiatku narážalo na problém pôvodu karbonátov v brekciách.

Havrila et al. (2001) v Považskom Inovci a v južnej časti Veľkej Fatry preukázali, že sa litologicky identické karbonátové brekcie a zlepenec vyskytujú v súvrství karpatského keuperu fatrika. Tento fakt bol pre pochopenie geologickej stavby a tektonického zaradenia horninových komplexov antiklinály Kozla rozhodujúci. Podrobným geologickým mapovaním sa potvrdil výskyt karbonatických brekcií v sedimentoch karpatského keuperu durčinskej sekvencie. Karbonatické brekcie sú litologickým horizontom vyskytujúcim sa v antiklinálnom pásme Kozla i v durčinskej sekvencii fatrika. Ďalšou zistenou skutočnosťou je tektonická superpozícia hornín antiklinály Kozla na sedimentoch jury (na JZ od Kuneradu, obr. 2b). Litologicky a stratigraficky identické sedimenty jury sa vyskytujú pri jz. závere Krivánskej Fatry (obr. 2a) a tvoria tam súčasť tektonickej jednotky tatrika.

Na základe spomenutých údajov pokladáme antiklinálne pásmo Kozla za súčasť durčinskej sekvencie fatrika.

Výsledky a ich interpretácia

Podľa geologického mapovania možno v skúmanom území vyčleniť viac horninových typov patriacim tektonickým jednotkám hronika, fatrika a tatrika. Časť z nich sa v mape a v geologických profiloch (obr. 2 a 3) účelovo združila tak, aby prehľadne vyjadrovali základné charakteristiky geologickej a tektonickej stavby územia. Podrobný opis všetkých horninových členov a ich stratigrafické začlenenie je v texte.

Hronikum

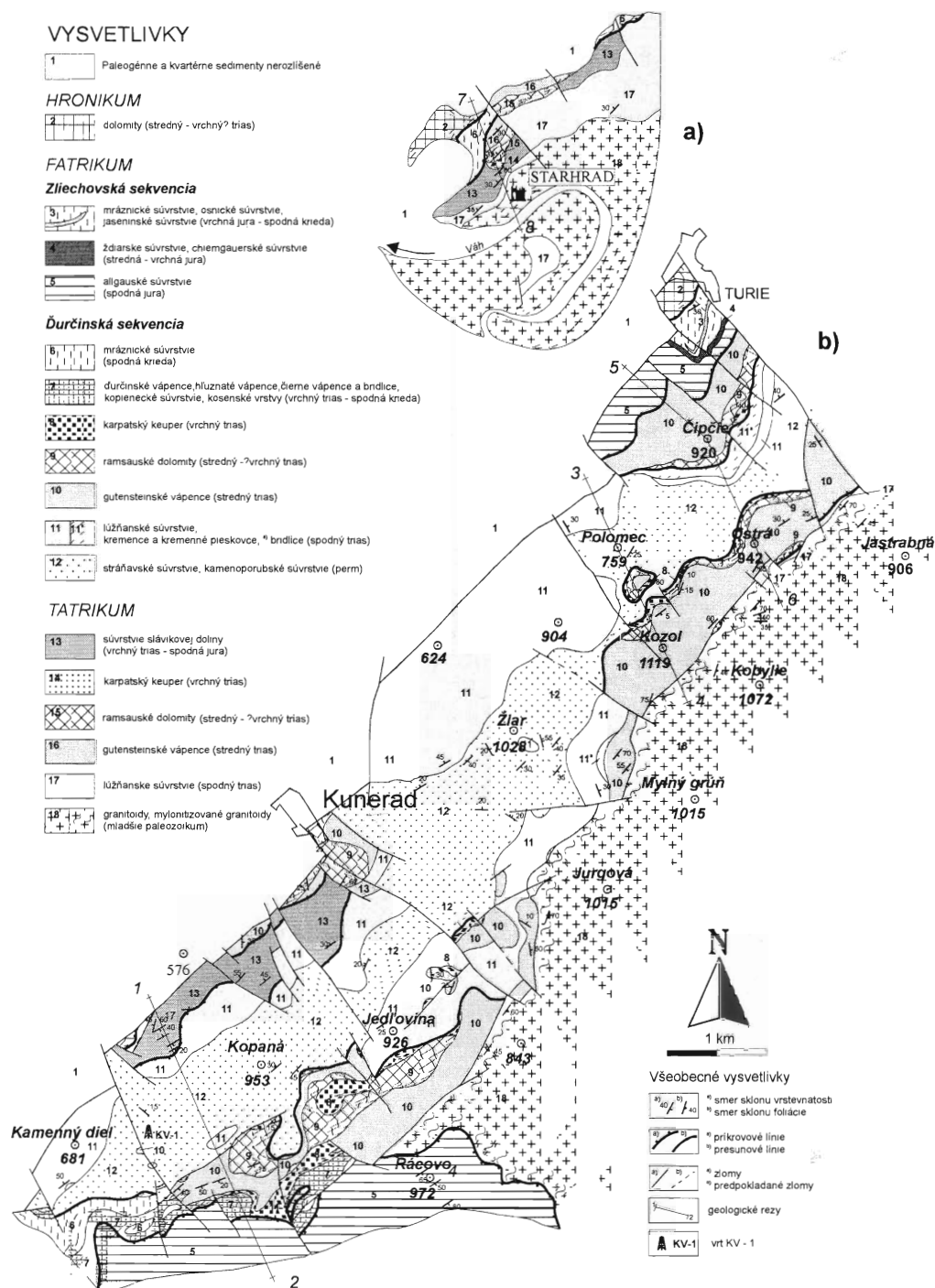
Hronikum sa v skúmanom území vyskytuje iba v denudačných zvyškoch pri obci Turie a na JZ od Kuneradu. Sedimenty patriace do hronika podrobne opísal Urban (1965). Podobne ako v iných pohoriach aj v Lúčanskej Fatre hronikum spočíva na sedimentoch spodnej kriedy fatrika (mraznické súvrstvie) alebo na allgäuskom súvrství (Turie). Hronikum v tomto území zastupujú dolomitové telesá, ktorých presnejšia stratigrafická pozícia je neistá pre chýbanie facií, na základe ktorých by sa dali presnejšie stratigraficky zaradiť.

Fatrikum

Zliechovská sekvencia

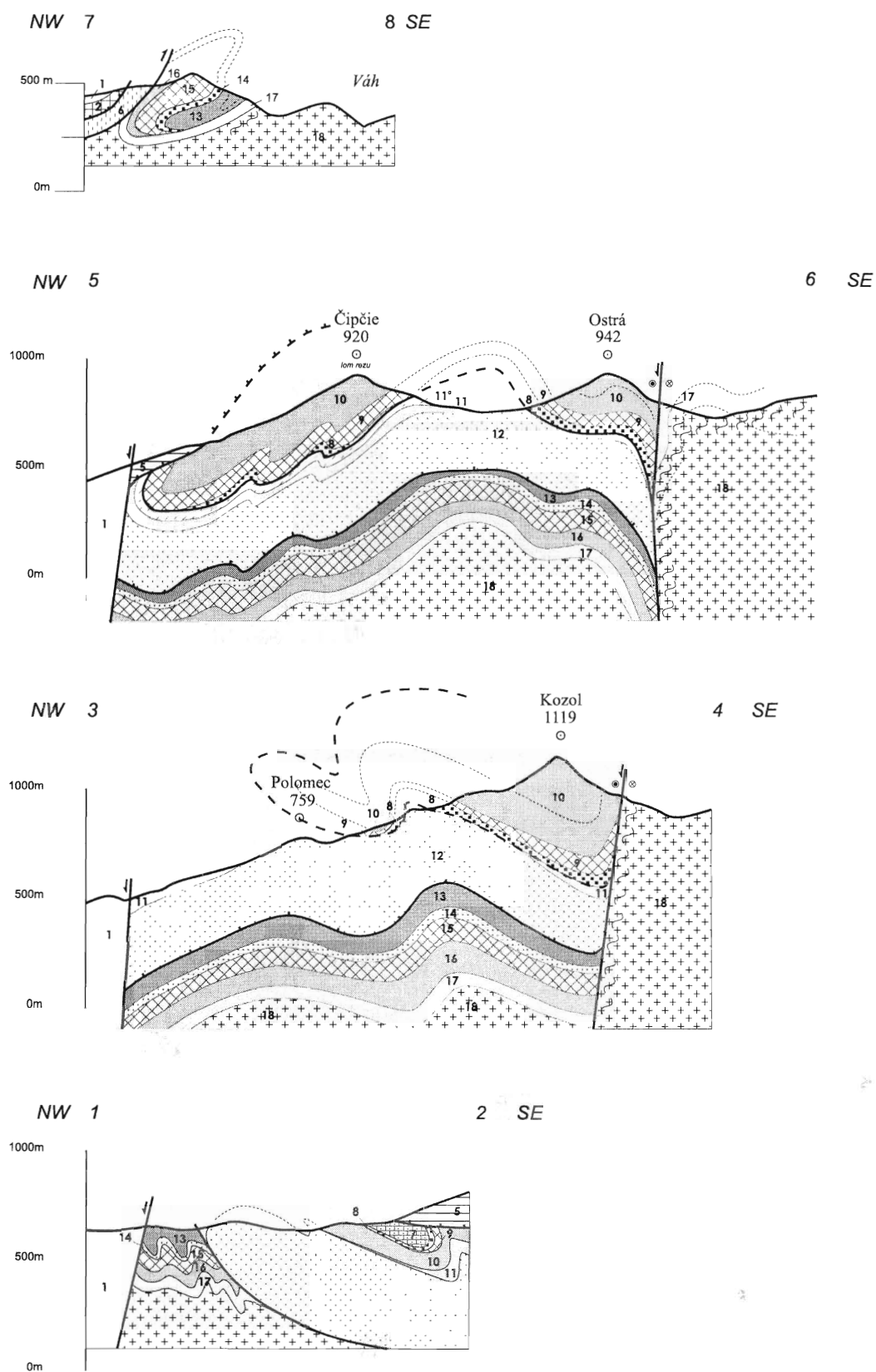
Zliechovskú sekvenciu v skúmanej oblasti reprezentuje vrstvový sled od kopieneckého po mraznické súvrstvie.

Kopienecské súvrstvie. Je vyvinuté v klasickej forme. Vyskytujú sa v ňom hlavne vrstvy čierneho a tmavého



Obr. 2. Zjednodušená geologická mapa časti sz. okraja Lúčanskej Fatry a okolia Starhradu.

Fig. 2. Simplified geological map of NW part of the Lúčanská Fatra Mts., and SW termination of the Krivánska Fatra Mts. 1 – Paleogene and Quaternary rocks – undivided. *Hronikum*: 2 – dolomites – Middle Triassic. *Fatricum/Zliechov succession*: 3 – Mráznica Fm., Osnica Fm., and Jasenina Fm. – Late Jurassic – Early Cretaceous, 4 – Ždiar Fm., Chiemgauer Fm. – Middle Jurassic – Late Jurassic, 5 – Allgäu Fm. – Early Jurassic. *Đurčiná succession*: 6 – Mráznica Fm. – Early Cretaceous, 7 – Đurčiná Lms., nodular lms., black lms. and shales, Kopienec Fm. – Late Triassic – Early Jurassic, 8 – Carpathian Keuper – Late Triassic, 9 – Ramsau dolomites – Middle Triassic, 10 – Gutenstein lms. – Middle Triassic, 11 – Lúžna Fm. (quartzites), 11a – shales – Early Triassic, 12 – Stráňavy Fm. – Permian. *Tatricum*: 13 – Slávikova dolina Fm. – Late Triassic – Early Jurassic, 14 – Carpathian Keuper – Late Triassic, 15 – Ramsau dolomites – Middle Triassic, 15 – Gutenstein lms. – Middle Triassic, 16 – Lúžna Fm. – Early Triassic. *General explanations*: bedding dip direction, cleavage dip direction, thrust faults, displacement faults, faults, assumed faults, geological cross-sections, boreholes.



Obr. 3. Geologické rezy (dvojnásobné prevýšenie; vysvetlivky pri obr. 2).

Fig. 3. Geological cross-sections (vertical scale is twice exaggerated; for explanations see Fig. 2).

vápnitého ílovca s hojnými vložkami piesčito-krinoidových, oolitických a cyanofytových vápencov. Vyššie časti sú z vrstiev tmavosivého vápnitého ílovca so siltovou prímiesou a s vložkami piesčito-krinoidového vápenca a vápnitého laminovaného pieskovca s oscilačnými čerinami. Vek súvrstvia je spodná jura – hetanž a hrúbka 80–100 m.

Allgäuské súvrstvie. Tvorí plošne rozsiahle výskyty krížňanského príkrovu. Reprezentujú ho rytmicky sa striedajúce vrstvy sivého ílovitého škvrnitého vápenca a vápnitého ílovca. Tam, kde to dovoľuje odkrytosť, ho možno rozdeliť na tri časti – oddiely podľa pomeru vápenec/ílovec.

Spodná časť je charakteristická striedaním vrstiev tmavosivého lavicovitého neškvrnitého ílovitého vápenca a vápnitého ílovca rovnakej farby (hrubých 10–15 cm), v ktorých ílovec prevláda (okolo 60–80 %). Celková hrúbka súvrstvia je okolo 50 m.

Stredná časť je hlavnou časťou allgäuského súvrstvia. Rovnako ako v predchádzajúcom oddiele sa i v nej striedajú sivé ílovité škvrnité lavicovité (decimetrové lavice) vápenca a vápnité ílovce s prevahou vápenca nad bridlicami. V jednom prípade (pod kótou Sokol, 932,0 m, mimo zobrazenej mapy) na báze stredného oddielu vystupuje poloha (hrubá okolo 60–80 cm) hnedastého slabokrindoidového vápenca (krinoidového biomikritu) s množstvom rostier belemnítov. Ojedinele sa vyskytujú tenké vložky (do 30 cm) piesčito-krinoidového vápenca až vápnitého pieskovca s nerovnými spodnými plochami vrstiev (kalciturbiditické vložky). Podľa bohatého spoločenstva amonitov tento oddiel zodpovedá sinemúru až spodnému doméru (cf. Rakús, 1973, s. 31–32). Hrúbka strednej časti je približne 60–80 m.

Vrchná časť. Tvorí ju rytmicky sa striedajúce lavice (hrubé 30–50 cm) sivého ílovitého vápenca s vápnitým ílovcem rovnakej farby. Pomer vápenec : bridlica je 1 : 1 s lokálnou prevahou bridlíc. Prechod medzi týmito zložkami je plynulý. V spodnejších častiach oddielu sa pri vrchu lavíc ílového vápenca objavujú hľuzy čiernych spikulitov. Najvyššie časti sú opäť tenkolavicovité až doskovité a vápenec je kremitejší (prechod do chiemgauerského súvrstvia = *kremitý fleckenmergel* Auct.). Tento oddiel stratigraficky (na základe porovnania s Krivánskou Fatrou) zaradujeme do vrchného liasu až toarku. Hrúbka vrchnej časti je 30 m. Vyskytuje sa v ňom aj okolo 0,5 m hrubá vyklíňujúca vrstva adnetskej fácie a v jej nadloží okolo 4,0 m hrubá vrstva sivých doskovitých až tenkolavicovitých (hrubých 5–10 cm) vápencov.

Chiemgauerské súvrstvie (Tollmann, 1976; 326 = *kremitý fleckenmergel* Auct.). Vyskytuje sa hlavne na severnom hrebeni kóty Čipčie (920 m). Ide o rytmické striedanie sivých lavicovitých (10–20–30 cm) škvrnitých vápencov striedajúcich sa s medzivrstvičkami sivého vápnitého ílovca hrubými 5–10 cm. Sedimentologicky sa toto súvrstvie veľmi podobá allgäuskému, má s ním aj spoločné znaky, ale je výrazne kremitejšie. Vek súvrstvia sa doteraz nestanovil, ale podľa pozície predpokladáme ?álen – bajok príp. až spodný bat. Hrúbka súvrstvia je 23 m.

Ždiarske súvrstvie (zelené a červené rádiolarity Auct.; Polák et al., 1988). Aj keď je tenšie, tvorí význačný korelačný horizont. Spodné časti sú zo sivého až sivozeleného a zeleného tenkolavicovitého rádioláriového vápenca s rádiolaritmi s tenkými medzivrstvičkami sivého vápnitého ílovca. Smerom do nadložia rádiolarity červenajú. Vek súvrstvia je ?bat, hlavne kelovej – oxford a hrúbka 24 m.

Jaseninské súvrstvie. Vystupuje v nadloží rádiolaritov a tvoria ho červené a sivočervené doskovité a tenkolavicovité telesá ílovitého vápenca, ktoré do nadložia prechádzajú do bridličnatých svetlosivých vápencov. Najvyššie časti súvrstvia tvoria lavice béžového vápenca typu biancône. Vek je kimeridž až titón a hrúbka 50 m.

Osnické súvrstvie (*biancône* Auct.). Súvrstvie je vyvinuté v klasickej fácií svetlých až béžových lavicovitých (decimetrovej hrúbky) kalových mikritických vápencov s bohatým spoločenstvom tintiníd titónskeho/beriaskeho veku. Hrúbka súvrstvia je ťažko zistiteľná, ale pohybuje sa okolo 50 m.

Mraznické súvrstvie (neokóm Auct.). Reprezentuje ho hrubý (100–200 m) súbor sivých, viac alebo menej škvrnitých doskovitých (decimetrová hrúbka lavíc) ílovitých vápencov a vápnitých ílovcov, v ktorých býva poloha (ale môže ich byť aj päť) tmavosivých organodetrítických – gravelových a brekciovitých vápencov s ojedinelými rohovcami (strážovské vrstvy). Hrúbka vápencových telies je veľmi premenlivá (cca od 60 do 10 m). Stratigraficky súvrstvie zaradujeme do valanžinu/hoterivu až barému. Mladšie členy (porubské súvrstvie) sa v skúmanom území nevyskytujú.

Ďurčinská sekvencia

Na základe súčasných poznatkov o geologickej stavbe územia do tejto tektonickej jednotky zahrňame sedimenty antiklinály Kozla, ako aj vlastnú Ďurčinskú sekvenciu.

Z dnešného pohľadu na štruktúrne usporiadanie fatrika možno Ďurčinskú sekvenciu zaradiť do skupiny vysokých príkrovov podstielaajúcich vlastný krížňanský príkrov totožný so zliechovským panvovým vývojom. Je veľmi pravdepodobné, že Ďurčinská sekvencia tvorí samostatné, vnútorné komplikované príkrovové teleso.

V rámci sedimentárnych hornín sa v antiklinálnom pásme Kozla a Ďurčinskej sekvencie vyskytujú červené, hrdzavočervené a žlté bridličnaté dolomity, doskovité dolomity, karbonatické brekcie a zlepenice (jedľovinské vrstvy).

Jedľovinské vrstvy sú v sv. časti územia (oblasť kóty Kozol, 1119 m) a v úzkom pruhu sa ťiahu na JZ, do širšej oblasti kóty Jedľovina (956 m). Na SV sú často najspodnejším členom obráteného vrstvomého sledu mezozoických hornín, ktorý spočíva priamo na sedimentoch mladšieho paleozoika. Na JZ sa v normálnej stratigrafickej postupnosti vyskytujú: gutensteinské vápence – ramsauské dolomity – jedľovinské vrstvy – karpatský keuper – fatranské súvrstvie – kopiencke súvrstvie atď. Jedľovinské vrstvy ďalej smerom na J resp. JZ postupne vyklíňujú. Domnievame sa, že ide o postupné vyznievanie tejto fácie, pričom jej laterálnym ekvivalentom by mohla byť poloha klastických vápencov v rámci sedimentov karpatského keuperu Ďurčinskej sekvencie opísaná Mišíkom (1956).

Na základe zistených faktov a litologickej podobnosti so sedimentmi, ktoré opísal Havrila et al. (2001), predpokladáme, že jedľovinské vrstvy sú súčasťou sedimentárnej sekvencie karpatského keuperu. V danom prípade je to jeden z argumentov, aby sme sedimentárne sekvencie vystupujúce v antiklinále Kozla zaradili do durčinskej sekvencie fatrika.

Ďalším argumentom v prospech takéhoto záveru je absencia sedimentov permu na horninách kryštalinika (v podloží lúžňanského súvrstvia) Lúčanskej Fatry. Ich výskyt v tejto pozícii by jednoznačne potvrdil autochtónnu resp. tatrckú tektonickú príslušnosť antiklinály Kozla.

Vrstvový sled durčinskej sekvencie je v stratigrafickom rozsahu perm až spodná krieda.

Stráňanské súvrstvie (Vozárová a Vozár, 1983, 1988). Skladá sa najmä z vrstiev svetlosivého až fialovosivého drobnozrnného zlepenca a hrubozrnného pieskovca s lokálnymi akumuláciami obliakov veľkých 10–15 cm a s arkózovou drobou. Podradne je zastúpený fialovosivý ílovitý pieskovec a piesčité bridlice. Charakteristickou črtou je nevýrazná cyklickosť alebo jej úplné chýbanie.

V strednej časti súvrstvia sa relatívne výraznejšie striedajú litologické členy. Typický cyklus sa začína (Vozárová a Vozár, l. c., s. 35) vrstvami hrubozrnného pieskovca, ktoré od podložja oddeľuje erozívny kontakt, a končí sa polohou červenofialových piesčitých bridlíc. Vo vrchnej časti súvrstvia klesá zastúpenie telies drobnozrnného zlepenca a väčší obliakový materiál prakticky úplne mizne, kým množstvo fialovočervených bridlíc naopak rastie. Vek nie je priamo doložený, no podľa litologickej povahy a pozície sa všeobecne pokladá za permský.

„Malužinské súvrstvie“ (sensu Vozárová a Vozár, 1983, 1988). Vzhľadom na pôvod a litologický obsah je názov malužinské súvrstvie jednoznačne spätý s hronikom, a preto ho na pomenovanie hrubého súboru pestrofarebných bridlíc, siltovcov a drobnozrnných pieskovcov v antiklinále Kozla pokladáme za neprijateľný. Horninový súbor navyše neobsahuje telesá tholeitických bazaltov, ktoré sú pre malužinské súvrstvie hronika typické.

Z uvedeného je zrejmé, že by sa termín *malužinské súvrstvie* (sensu Vozárová a Vozár, 1983) mal v antiklinále Kozla nahradiť iným, neobsadeným názvom. Predbežne navrhujeme neformálny názov *kamennoporubské súvrstvie*, ktoré možno definovať takto (podrobnú litologickú charakteristiku uvádza Vozárová a Vozár, 1983, s. 44–50, a 1988, s. 15–23): Je to viac ako 100 m hrubé súvrstvie pestrofarebných (fialových, červených, zelených prípadne aj žltých a béžových) bridlíc a siltovcov s lokálnymi polohami bázičiek vulkanoklastík a drobnozrnného pieskovca, v ktorom sa vo vyšších častiach nachádzajú nepravidelné tenké pasáže sadrovcovo-dolomitických sedimentov. Ďalším výrazným znakom súvrstvia je cyklické usporiadanie sedimentárnych telies.

Vek súvrstvia stratigraficky doložil už Štúr (1860), ktorý zo sivých bridlíc v Kuneradskej doline uviedol permskú prasličkovú rastlinu *Anarthrocanna deliquens* GÖPP (UNGER) = *Calamites leioderma* GUTBIER (cf. Andrusov a Kuthan, 1944).

Obidva litofaciálne členy mladšieho paleozoika, t. j. stráňanské, ako aj kamennoporubské súvrstvie, sú prekryté

lúžňanským súvrstvom spodného triasu. To, že spodnotriasové kremence prekryvajú uvedené súvrstvia, podčiarkuje jednak jeho transgresívnu povahu, jednak postpermiskú a predtriasovú tektoniku.

Lúžňanské súvrstvie. Je vyvinuté v klasickej vývoji, ako je to známe z iných západokarpatských pohorí. Základným litologickým členom sú vrstvy sivého, svetlosivého, niekedy hnedastého alebo ružovkastého kremenca až kremitého pieskovca. Pomerne často sa vyskytujú zlepenčové vločky, pričom sa veľkosť obliakov pohybuje od 3–6 cm. Obliaky sú väčšinou z bieleho alebo ružového kremeňa a sú dobre opracované. Kremence bývajú dobre litifikované, strednolavcovité až hrubolavcovité (od 10 do 50 až 70 cm). Časté je šikmé zvrstvenie. Makroskopicky sú zložené z viac alebo menej opracovaných zrn kremeňa alebo z obliachikov kvarcitu. Tmel je kremitý, z jemnokryštalického matrixu. Dosť hojné sú šupinky sericitu. Z akcesórií je zastúpený zirkón a opakové minerály (hematit). Celková hrúbka sa stanovuje ťažko, ale odhaduje sa na 30–50 m. Vek je – na základe porovnania – spodnotriasový.

Verfenské bridlice. Ide o súvrstvie červených alebo červenofialových viac alebo menej piesčitých ílovitých bridlíc s tenkými vložkami svetlého a červenkastého kremenca. Kremenc tvorí lavice hrubé 10–30 cm, ale aj hrubšie polohy (na JV od kóty Čipčie, 919,5 m). V tej istej oblasti sa vyskytujú aj červenohnedé alebo až žltkasté ílovité siltové bridlice. Celková hrúbka súvrstvia je ťažko stanoviteľná, ale odhadujeme ju na 10–15 m. Vek je (na základe porovnania) spodný trias.

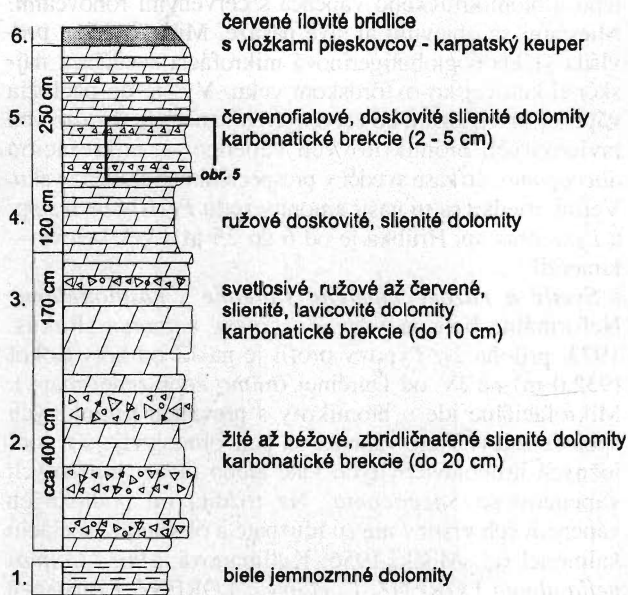
Sivé dolomity. Vystupujú v nadloží verfenských bridlíc a v podloží vrstiev gutensteinského vápenca. Sú to lavicovité telesá sivého zrnitého dolomitu, ktoré do nadložja prechádzajú do telies masívneho dolomitu. Na potvrdenie veku nie sú priame dôkazy, ale podľa pozície ich zaradujeme do stredného triasu – anis.

Gutensteinské vápence. Pod týmto názvom je v mape vyčlenený pomerne hrubý a morfológicky významný komplex vrstiev vápenca a dolomitického vápenca vystupujúcich v nadloží dolomitových telies. Sú to sivé, tmavosivé až „modrasté“ lavicovité (40–60–100 cm), miestami až masívne vápence s výraznejšími polohami dolomitu alebo dolomitického vápenca (Kozol, 1119 m). Smerom do nadložja vápence bývajú až tenkolavcovité. Častá je laminácia a pri styku s kryštalinikom sú niekedy navyše zbridičnené. Mikrofaciálne sú to biomikrity s riedkymi organickými zvyškami (foraminifery, drobné gastropóda, úlomok brachiopóda). Ojedinele sa vyskytujú aj oolitické variety vápenca (cf. Mišík, 1956). Celková hrúbka sa odhaduje od 200 do 400 m. Na základe porovnania je vek stredný trias – anis.

Ramsauské dolomity. Sú to sivé masívne až hrubolavcovité dolomity. Ojedinele sa v nich vyskytujú akumulácie krinoidových článkov (typ *Dadocrinus*). Smerom do nadložja lavice hrubnú (20–35 cm), dolomit je svetlosivý až belavý, jemnozrnnější alebo až slienitý (na JV od kóty Jedľovina, 926 m). Celková hrúbka je 100–150 m a vek stredný a pravdepodobne čiastočne aj vrchný trias.

Karpatský keuper. Tento biostratigrafický člen je významným, spájacím článkom medzi karbonátovými členmi antiklinály Kozla a Ďurčinskou sekvenciou s. s. V rámci karpatského súvrstvia sme vyčlenili nový člen pod novým názvom, a to *jedľovinské vrstvy*. Tieto vrstvy sú rozšírené predovšetkým v antiklinále Kozla a ich posledný zistený výskyt je v jz. okolí kóty Kopaná (952,6 m).

Jedľovinské vrstvy v antiklinálnej štruktúre Kozla tvoria bázu keuperského súvrstvia, vystupujú v nadloží ramsauských dolomitov a tvoria ich červené, ružové, béžové alebo aj žlté karbonáty – jemnozrnné dolomity (dolomikrity) a červené bridlice (obr. 4). Pre malú hrúbku (približne do 15–20 m) v geologickom obraze často tvoria pretiahnuté šošovky ako dôsledok tektonického vyvlečenia. Typový profil je na Jedľovinách (926 m), doplnkové profily hlavne na sz. hrebeni Kozla.



Obr. 4. Typový profil jedľovinských vrstiev.

Fig. 4. Type section of Jedľovina Member. 1 – white fine-grained dolomites, 2 – yellow, beige, marly schistose dolomites, carbonatic breccia (20 cm), 3 – light-grey, pink and red marly bedded dolomites, carbonatic breccia (10 cm), 4 – pink, marly bedded dolomites, 5 – red and violet bedded marly dolomites, carbonatic breccia (2–5 cm), 6 – red clayey shales with intercalations of sandstones – Carpathian Keuper; see Fig. 5.

Typový profil Jedľoviny (cf. Rakús, 1973; obr. 4)

Kontakt s podložnými telesami svetlého dolomitu nie je priamo pozorovateľný.

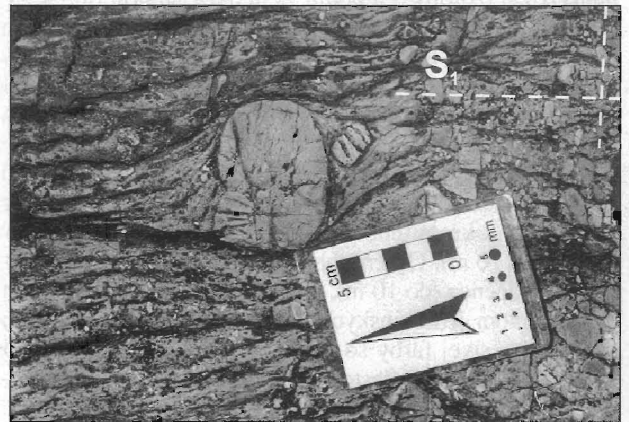
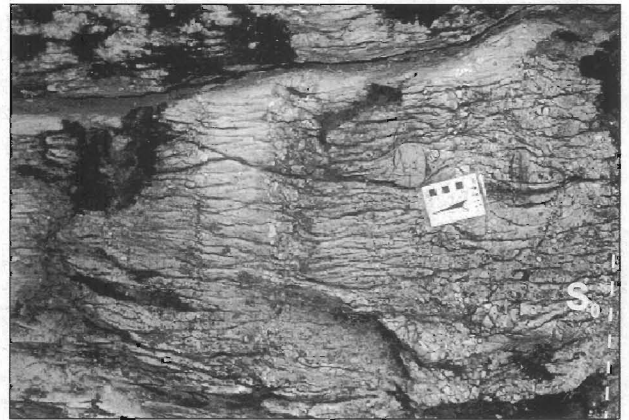
V stratigrafickom nadloží vystupujú:

- žlté až béžové silne zbridičnatené slienité dolomity (dolomikrity) s polohami karbonatických brekcií/zlepencov do 20 cm; hrúbka približne 4 m

- svetlosivé, potom ružové až červené slienité dolomity s polohou karbonatických brekcií/zlepencov (do 10 cm); hrúbka 1,7 m

- ružové doskovité slienité dolomity; hrúbka 1,2 m

- červenofialové doskovité slienité dolomity s tenkou



Obr. 5. Jedľovinské vrstvy. a – prirodzený odkryv 500 m na JV od kóty Jedľovina (926 m), plochy kliváže (S_1) sú sklonené subhorizontálne, plochy vrstvitosti (S_0) sú indikované hrubozrnnými poloopravenými karbonatickými klastmi a sú sklonené subvertikálne, b – detailný záber.

Fig. 5. Jedľovina Member. a – Carpathian Keuper carbonatic breccia – Late Triassic, outcrop 500 m SE from Jedľovina elevation point (926 m a. s. l.), cleavage (S_1) is subhorizontal, subvertical bedding planes (S_0) are indicated with coarse-grained carbonatic material, b – detail view.

(2–5 cm) vložkou karbonatických brekcií/zlepencov; hrúbka 2,5 m

- červené ílovité bridlice s tenkými pieskovcovými vložkami – karpatský keuper

Brekcie/zlepence. Ide o typické karbonatické brekcie/zlepence, ktorých materiál aj tmel sú karbonatické. Klastický materiál tvoria výlučne karbonatické horniny, sivý až tmavosivý viac alebo menej dolomitický vápenec, svetlosivý a sivý vápenec, rohovec (jeden obličník) a červené karbonáty. Klasty sú veľké 5–8 mm, priemerne 2 cm. Časť klastov – hlavne uložených v žltom slienitom dolomite – je dobre opracovaná, ale spolu s nimi sú aj málo opracované úlomky. Tmelom brekcií je jemnozrnný a slienitý karbonát – dolomikrit.

Brekcie v červenom slienitom dolomite sú hlavne z tmavosivého dolomitického vápenca a dolomitu, ale popri nich sa – aj keď iba ojedinele – vyskytujú úlomky červených karbonátov pripomínajúcich horninu, v ktorej sú uložené. Celkovo je tu menšie opracovanie ako v podložných vrstvách. Častý je dekoloračný lem, čo signalizuje dlhodobšie pôsobenie zvetrávania.

Priame stratigrafické dôkazy o veku jedľovinských vrstiev z typového profilu nie sú, ale do vrchného triasu ich zaradujeme na základe nasledujúcich argumentov:

- Karbonatické brekcie tvoria súčasť keuperského súvrstvia vo fatriku Považského Inovca a Veľkej Fatry (Havřila et al., 2001).

- Materiál brekcií tvoria karbonáty, ktoré sú mikrofaciálne identické so strednotriasovými karbonátmi.

- Súbor pestrofarebných bridlíc, evaporitových brekcií s polohami anhydritu sadrovca, ako aj ílovitých karbonátov bol vo vrte MFG-1 zastihnutý v intervale od 147 do 200 m (Vozárová a Vozár, 1968). Palynologické hodnotenie vzoriek z bridličnatého súvrstvia potvrdilo vrchnotriasový až karnský vek (Planderová, 1986). Kantor analyzoval izotopy S a podľa výsledkov sa priklonil k zaradeniu do vyššieho triasu. Smerom na SZ od typového profilu na Jedľovinách podiel keuperských červených bridlíc rastie. Súvrstvie keupera je vyvinuté v klasickej fácií prevažne červených ílovitých bridlíc a normálne spočíva na podloží dolomitových telesách.

V samotnej durčinskej sekvencii je súvrstvie karpatského keupera zastúpené v typickom vývoji ílovitých bridlíc s vložkami kremeťového pieskovca ílovitých dolomitov (od 0,5 do 10 m). Okrem toho sa tu vyskytuje poloha klasického vápenca (do 10 m), ktorý by mohol byť laterálnym ekvivalentom jedľovinských vrstiev. Podľa Mišíka (1956) sú vápence sivej farby so slieňovcovými klastmi veľkými do 0,5 cm. Klasty sú často subangulárne až angulárne pyritizované a v niektorých sú náznaky koncentrickej stavby. Hrúbka je okolo 100 m a vek vrchný trias – norik.

Fatranské súvrstvie. Je vyvinuté v klasickej sekvencii tmavých lumachelových krinoidových, oolitických a korálových vápencov. Vo vyšších častiach pristupuje aj vrstva čierneho až sivého slieňovca. Hrúbka je 50 m a vek vrchný trias – rét.

Kopiencke súvrstvie. Charakteristické preň sú telesá tmavosivého až čierneho dohneda vetrajúceho vápnitého ílovca so slabou siltovou prímiesou. V ílovcoch sa objavujú vložky piesčito-krinoidového až krinoidovo-lumachelového vápenca. Hrúbka je okolo 50 m a vek spodná jura – hetanž.

Sivé krinoidové vápence s rohovcami. Vyvíjajú sa postupne z podloží vápencov. Bázu tvoria tmavosivé viac alebo menej krinoidové lavicovité (10–20–30 cm) vápence s hľuzami až polohami čierneho rohovca. V spodnej časti súvrstvia je poloha (do 5 m) svetlosivých krinoidových vápencov, ktoré smerom do nadložia opäť prechádzajú do sivých viac alebo menej krinoidových lavicovitých (10, 25 až 60 cm) vápencov s hľuzami až polohami (do 25 cm) svetlých, hnedastých rohovcov s medzivrstvičkami zelenkastého vápnitého ílovca. Činčurová (1971) opísala faunu belemnítov poukazujúcu najskôr na karix: *Coelothoeutis palliatus* (DUM), *Rhabdobelus clavatus* (SHILTH.), *Passalothoeutis soloniensis* LISS a *Salpingothoeutis* sp.

Hrúbka je od 30 do 50 m a pravdepodobný vek lotaring až pliensbach.

Tmavosivé až čierne vápence a bridlice s čiernymi spongoliti. Formálne pomenovanie tohto súboru nejst-

vuje. Bazálne časti sú z vrstiev tmavého ílovitého lavicovitého (do 15 cm) vápenca s medzivrstvičkami (3–5 cm) vápnitého ílovca rovnakej farby. Do nadložia vstáva hrúbka vápencových aj ílovcových lavíc a objavujú sa nepravidelné hľuzy čiernych spongolitov.

Hrúbka je okolo 30–40 m a pravdepodobný vek sinemúr.

Sivé a červené krinoidové vápence s červenými rohovcami (formálne pomenovanie nejstvie). Naspodku sú to vrstvy sivého, sivoružového hrubolavicovitého až masívneho krinoidového vápenca. Vápencové telesá sa končia polohou (130 cm) červeného slabokrinoidového vápenca s hľuzami červených rohovcov. Povrch prikrýva hematitická krusta – *hardground*. Celková hrúbka je 3 až 25 m a vek ?vrchný lias, domér – toark.

Červené doskovité a hľuznaté vápence. Bázu tvoria vrstvy červeného doskovitého slabokrinoidového, zrnitého a biomikritického vápenca s červenými rohovcami. Miestami sa objavujú aj sivé pasáže. Mikrofaciálne prevláda vláknovoglobuligerinová mikrofácia svedčiaca najskôr o kelovejsko-oxfordskom veku. Vyššie do nadložia vápence prechádzajú do červených hľuznatých až ružových lavicovitých biomikritových vápencov s mikrofáciou *Saccocoma*, čo zase svedčí v prospech kimeridžského veku. Veľmi zriedka sa tu našli amonity rodu *Perisphinctes* sp. a *Lytoceras* sp. Hrúbka je od 6 do 25 m a vek kelovej – kimeridž.

Svetlé a ružové masívne vápence s kalpionelami. Neformálne boli nazvané *durčinské vápence* (Rakús, 1973, príloha 2). Typový profil je na JZ od kóty Sokol (932,0 m) na JV od Durčinej (mimo zobrazenej mapy). Mikrofaciálne ide o biomikrity s prevahou tintinidných spoločenstiev. Tieto vápence sa pozvoľne vyvíjajú z podloží hrubolavicovitých viac alebo menej hľuznatých vápencov so *Saccocoma*. Na rozdiel od podloží vápencových vrstiev nie sú hľuznaté a obsahujú asociáciu kalpionel (cf. Mišík, 1956; Kullmanová, 1963) *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* LORENZ a zriedkavé *Tintinopsella carpathica* MURGEANU, ktoré už poukazujú na titónsky vek. Vyššie, svetlosivé časti obsahujú bohaté spoločenstvo *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* LORENZ a *Globochaete alpina* LOMBARD.

Najvyššie časti masívnych belavých vápencov obsahujú aj drobné pretiahnuté rohovcové hľuzky a kalpionely (Kullmanová, 1963), a to *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* LORENZ a zriedkavé kalcifikované rádiolárie. Na rozdiel od osnických vápencov, s ktorými sú súveké durčinské vápence, sú masívne. Hrúbka je okolo 30 m a vek titón – berias.

Mraznické súvrstvie (neokóm Auct.). Začleňujeme doň vrstvy sivého slienitého tenkolavicovitého vápenca, ktoré môžu obsahovať tenké vložky slienitého masívneho vápenca. Mladšie členy nie sú známe. Medzi kótou Sokol (932 m) a Mrchovou dolinou sa vyskytujú sivé, zle odkryté bridlice, ktoré ležia uprostred „mraznického súvrstvia“, ktoré by bolo možno porovnávať s párnickým súvrstvom, ale stratigrafické dôkazy na podporu tohto tvrdenia nemáme. Hrúbka je približne 50 m a vek valanžin až hoteriv(?).

Tatrikum

V sz. časti Lúčanskej Fatry je vrstvový sled tatrika redukovaný len na sedimenty spodného, sčasti stredného triasu a jury. Spodnotriasové sedimenty transgresívne prikrývajú horniny kryštalinika. Horninové komplexy spodného a stredného triasu od horninových komplexov antiklinály Kozla resp. ďurčinskej sekvencie oddeľuje strmá zlomová štruktúra a z ich vystupovania nemožno vyvodiť vzájomnú tektonickú superpozíciu. Sedimenty jury (tmavé bridlice a vápenec), ktoré sa vyskytujú na JZ od Kuneradu, sú v tektonickom podloží hornín patriacich antiklinále Kozla, ale v tejto oblasti nie sú staršie litostratigrafické členy mezozoika, ktoré by umožnili tektonickú koreláciu. Relikty obalového mezozoika sa v okolí Strečna vyskytujú aj v Krivánskej Fatre. V prípade triasových sedimentov je možná priama korelácia tektonickej príslušnosti do tatrika. Na lepšie pochopenie geologickej stavby tatrika sme reambulovali geologickú mapu v jz. časti Krivánskej Fatry, medzi Belianskou dolinou a Nezbudskou Lúčkou (obr. 2a). Reambulácia sa dotýkala hlavne ozrejmenia pozície súvrstvia tmavých bridlíc s vložkami krinoidových vápencov, ktoré sa vyskytujú aj v Lúčanskej Fatre. Tieto bridlicové a vápencové telesá v geologickej mape v mierke 1 : 50 000 (Haško a Polák, 1978) tektonicky oddeľuje príkrovová línia od strednotriasových/vrchnotriasových komplexov tatrika a sú zahrnuté do tatrika.

Reambulácia geologickej mapy potvrdila, že súvrstvie tmavých bridlíc a vápencov leží v nadloží kremencov lúžňanského súvrstvia a je integrálnou súčasťou obráteného vrstvového sledu, v ktorom sa vyskytujú kremenné pieskovce karpatského keuperu a strednotriasové karbonáty (obr. 2 a 3, profil 7–8). Súvrstvie tmavých bridlíc s vložkami krinoidového vápencu stratigraficky patrí do spodnej jury. Podľa nášho náhľadu súbor tmavých bridlíc spoločne s keuperskými kremennými pieskovecami, karbonátmi stredného triasu a lúžňanským súvrstvom tektonicky patrí do obalu tatrika. Súvrstvie tmavých bridlíc a vápencov tatrika z jz. časti Krivánskej Fatry pokladáme za litologicky, stratigraficky a tektonicky identické so súvrstvom vyskytujúcim sa v oblasti na JZ od Kuneradu.

Na základe získaných výsledkov predpokladáme, že tatrikum v skúmanej oblasti obsahuje nasledujúce litostratigrafické členy.

Magmatické horniny. Reprezentujú ich strednozrnne biotitické tonality, miestami granodiority až monzogranity. Lokálne sa vyskytujú enklávy drobnozrnných biotiticko-amfibolických dioritov a xenolity kryštalických bridlíc. Vek je mladšie paleozoikum.

Lúžňanské súvrstvie. Je vyvinuté v typickom vývoji kremencových a kremennopieskovcových vrstiev, ale v skúmanom území Lúčanskej Fatry tvorí len niekoľko plošne veľmi redukovaných výskytov. Spočíva priamo na kryštaliniku. Hrúbka súvrstvia je do 50–80 m a stratigraficky ide o spodný trias.

Gutensteinské vápence. Sú to vrstvy metamorfovaného tmavosivého až čierneho vápencu miestami so svetlými pruhmi. Na povrch vystupujú v Krivánskej Fatre. Vápenec je prevažne masívny, redšie hrubolavicovitý až

doskovitý resp. zbridlčenatý. Hrúbka súvrstvia je okolo 20 m a vek stredný trias.

Ramsauské dolomity. Podobne ako súvrstvie karpatského keuperu sa na povrchu vyskytujú iba v Krivánskej Fatre. Zaráďujeme medzi ne sivé, svetlosivé rozpadavé masívne dolomity tvoriace výrazne pozitívny reliéf. Hrúbka súvrstvia je okolo 30 m a vek stredný trias.

Súvrstvie karpatského keuperu. Na obmedzenej ploche sa vyskytuje na jz. konci Krivánskej Fatry. Litologicky ho prevažne tvoria vrstvy pestrých, ale prevažne fialových strednozrnných až hrubozrnných arkóz až kremenného pieskovca s preplástkami piesčitej bridlice. Do vrchného triasu ho zaráďujeme iba podľa litologickej podobnosti a pozície vo vrstvovom slede. Hrúbka súvrstvia je približne 10 m a stratigrafické rozpätie vrchný trias – norik.

Súvrstvie Slávikovej doliny. Je to nový názov. Typovou lokalitou je Slávikova dolina pri Valaskej Belej v Strážovskej hornatine (cf. Polák, 1973; Mahel', 1985), doplnkovým profilom Solisko (1315,0 m) na hrebene medzi Príslopkom (1141,3 m) a sedlom na hlavnom hrebene (kóta 1462,0) Krivánskej Fatry na J od Kuneradu (Lúčanská Fatra) a jz. koniec Krivánskej Fatry.

Litofaciálne je pre súvrstvie charakteristický vývin vrstiev tmavého až čierneho vápneného fľovca s väčším alebo menším podielom siltovej zložky s decimetrovými vložkami piesčito-krinoidových vápencov. Vo vyšších častiach súvrstvia prevláda vápnitý fľovec a fľovitý vápenec, ktoré sa niekedy označujú ako „tmavý Fleckenmergel“ (Mahel', 1985, udáva až 300 m). Mikrofaciálne ide o biomikrity s klastickou prímiesou kremeňa (do 10 %) a zvetraných karbonátov. Ojedinele sa vyskytujú aj ooidy (Mišík, 1956). V bridliciach sú pomerne hojné zrnká pyritu. Vo vápencovej vložke pri Kunerade sa našla *Gervilleia cf. praecursor* QUENSTEDT resp. *Bakewelia dunkeri* (TERQ.), ktorú určila Kochanová a ktorá by poukazovala na neskorý rét až najspodnejší hetanž.

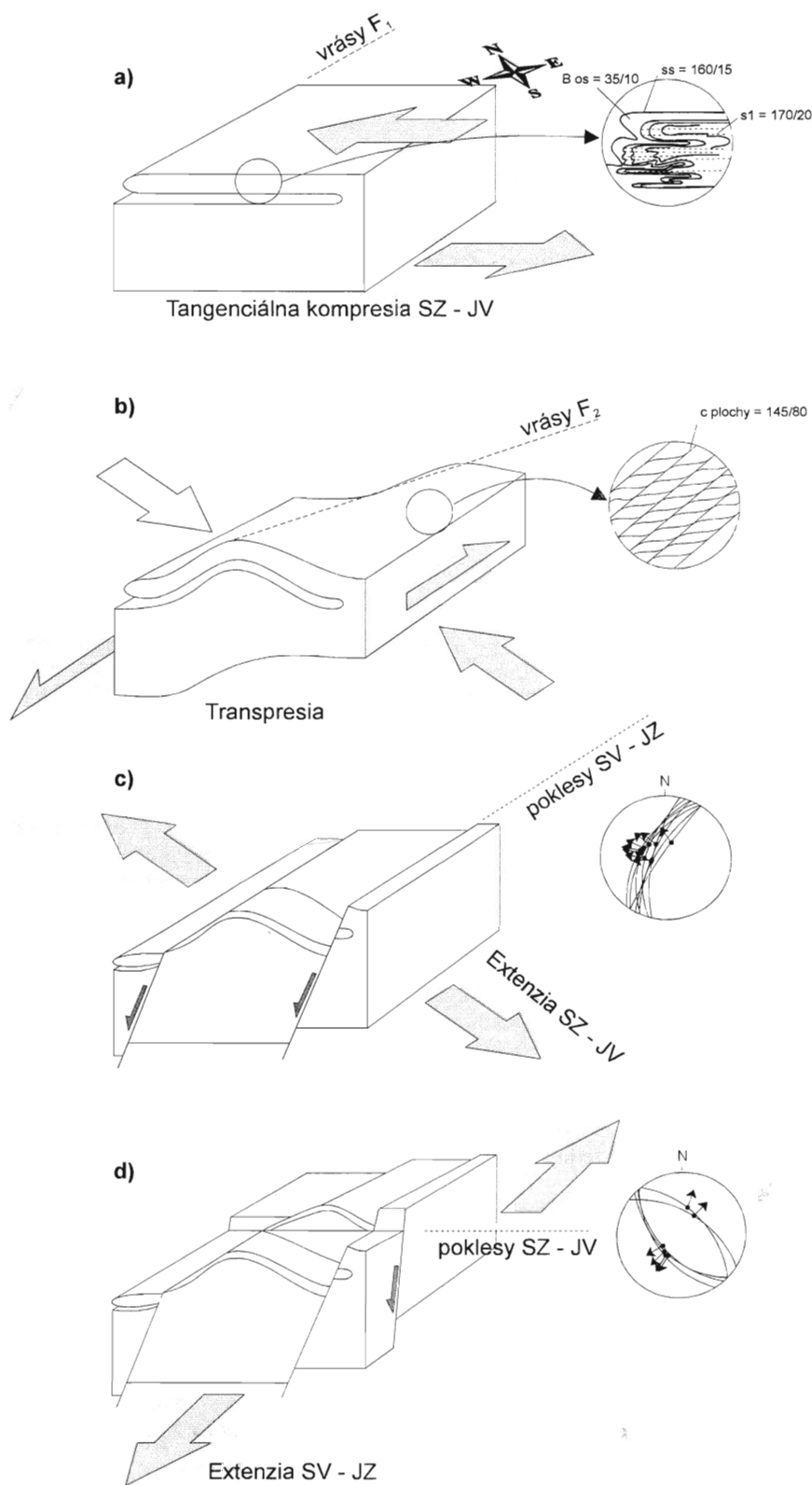
Súvrstvie sa v skúmanom území vyskytuje hlavne v oblasti na JZ od Kuneradu a vystupuje tam v tektonickom polokne spod spodnotriasových kremencov (antiklinály Kozla) ďurčinskej sekvencie tatrika. Smerom na SZ ho od paleogénnych sedimentov Žilinskej kotliny ohraničuje okrajový zlom. Pri zlome sa ešte vyskytujú malé trosky strednotriasových karbonátov (dolomity a gutensteinské vápence), ako aj sivých fľovitých vápencov spodnej kriedy nejednoznačnej príslušnosti. Predpokladáme, že aj ony patria do ďurčinskej sekvencie tatrika. Vyššie členy vrstvového sledu sa nezachovali.

Hrúbka súvrstvia sa určuje ťažko, ale odhadujeme ju na približne 80–100 m a stratigrafické rozpätie je rét až vrchný lias.

V oblasti jz. ukončenia Krivánskej Fatry sa vo vrásavej štruktúre a s obráteným vrstvovým sledom vyskytujú aj horniny, ktoré zaráďujeme do vrchného a stredného triasu tatrika.

Tektonická stavba

Na lepšie pochopenie tektonických udalostí v skúmanej oblasti sme sa zaoberali štruktúrnym výskumom širšieho



Obr. 6. Zjednodušený náčrt hlavných tektonických udalostí. a – paleoalpínska tangenciálna kompresia spätá s presunom príkrovov fatrika a hronika, b – spodnomiocénna transpresia, c – vrchnomiocénna extenzia smeru SZ-JV, d – pliocénna až recentná extenzia smeru SV-JZ.

Fig. 6. Simplified sketch of tectonic evolution. a – Palealpine tangential oriented compression linked with the Fatricum and Hronicum nappe thrusting, b – transpression – Early Miocene, c – NW-SE oriented extension – Late Miocene, d – NE-SW oriented extension – Pliocene – Recent.

regiónu, ako zobrazuje zjednodušená geologická mapa (obr. 2). Skúmali sme horniny kryštalinického masívu Lúčanskej Fatry, horniny mezozoických sekvencií, sedimenty paleogénu Žilinskej a Rajeckej kotliny a pliocénne sedimenty Turčianskej kotliny. Výskum umožnil definovať deformácie a vekovo ich zaradiť.

Hercýnske deformácie hornín kryštalinika a ich nasledujúcu reorientáciu v alpínskom orogenetickom procese opísal Hók et al. (2000). V komplexe granitoidov sa alpínska tektonika prejavila vznikom radu strižných/mylonitových zón. Podstatná časť mylonitových zón má stredný (okolo 45°) a strmý (> 60°) sklon, smer SV–JZ a najpravdepodobnejšie súvisí s vyrovnávaním napätia pri tektonickom stláčaní priestoru. Západný okraj kryštalinického masívu na styku s mezozoickými komplexmi lemuje zóna mylonitizácie široká niekoľko desiatok až prvých stoviek metrov. Zóna mylonitizácie je sklonená na JV a v prieskumnej štôlni Višňové-Dubná skala je kryštalinikum prešmyknuté na komplex mezozoika (Hók et al., 2002). Sklon mylonitickej foliácie na povrchu sa smerom od kontaktu s mezozoikom zmenšuje z cca 80–70° na približne 30–40°. Celé pásmo vykazuje ľavostranný horizontálny pohyb v podmienkach krehkoplastickej deformácie (prítomnosť dobre definovateľnej štruktúry S–C mylonitov v granitoidoch). Na mylonitickú deformáciu je naložená krehká deformácia, ktorá miestami takmer úplne dezintegrovala horniny kryštalinika, čo viedlo k vzniku kataklazitov (sensu Sibson, 1977).

Mylonity až ultramylonity so subhorizontálnym sklonom (do 35°) sa podľa našich doterajších poznatkov vyskytujú len na južnom okraji územia vo Valčianskej a Trebostovskej doline (jz. časť Lúčanskej Fatry). Typickým znakom je výrazne vyvinutá subhorizontálna stavba, plochy foliácie majú smer sklonu 110–150/05–30 a lineácia definovaná fýlosilikátmi je orientovaná v smere SZ–JV (330/30). Súvrstvie je lokálne prevrátené a osi vrás decimetrových rozmerov majú prevažne smer SVS–JJZ. Na základe predchádzajúceho výskumu (Hók et al., 2000) predpokladáme, že ultramylonity vznikali v teplotnom diapazóne 300–350 °C pred 72 ± 3 Ma (rádiometrické datovanie sericitov metódou $\text{Ar}^{39}/\text{Ar}^{40}$; Král in Hók et al., l. c.).

Najvýraznejšou alpínskou tektonickou udalosťou v danom území je presun príkrovov fatrika a hronika. Presun nastal po strednom turóne generálne z JV na SZ (v dnešných geografických súradniciach).

Komplexy hornín mezozoika v paleoalpínskom období postihla tangenciálna kompresia smeru JV–SZ, ktorá vytvorila vrásovú stavbu (obr. 3 a obr. 5a). V skúmanej oblasti Lúčanskej Fatry sa táto kompresia prejavila vznikom ležatej vrásy horninového komplexu durčinskej sekvencie s vrásovou osou F_1 (SV–JZ).

Do tektonickej jednotky tatrika zaradujeme neúplný vrstvomý sled sedimentárnych hornín od spodného triasu po spodnú juru spočívajúci na horninách kryštalinika. Sedimenty spodnej jury (súvrstvie Slávikovej doliny) sú tektonicky prekryté spodnotriasovými kremencami antiklinály Kozla resp. durčinskej sekvencie. Na jz. konci Krivánskej Fatry sa sedimenty tatrika vyskytujú vo vrásovej štruktúre,

ktorej vznik dávame do súvislosti s terciárnou kompresiou a so spätnými násunmi (od SZ na JV).

Fatrikum je v skúmanej oblasti zastúpené v dvoch litofaciálnych sekvenciách (durčinskej a zliechovskej), ktoré sú tektonicky separované do dvoch odlišných štruktúr. Pre superpozíčne spodnejšiu durčinskú sekvenciu je vo väčšine skúmaného územia charakteristická ležatá vrásová štruktúra, na ktorej sa zúčastňujú horniny stredného a vrchného triasu (obr. 3). Litologickým horizontom, na ktorom sa horninové komplexy oddelili, je súvrstvie spodného triasu a karpatského keuperu. Horninové komplexy permu a spodného triasu antiklinály Kozla sú v sv. časti skúmaného územia (napr. kóta Kozol, 1119 m) voči strednotriasovým a vrchnotriasovým horninám v pozícii relatívneho autochtónu. Táto vzájomná relácia zrejme v minulosti zvädzala k domnieke o tatrickej pozícii mladšieho paleozoika a spodného triasu antiklinály Kozla. Na JZ skúmanej oblasti (okolie kóty Kopaná, 953 m) sa však zachoval neprerušovaný stratigrafický sled od mladšieho paleozoika po spodnú kriedu (obr. 2 a 3, profil 1–2).

Vo fatriku je tektonicky vyššou štruktúrou zliechovská sekvencia, ktorá na rozdiel od durčinskej má podobu plochého, aj keď vnútorne zvrásneného telesa presunutého na horniny durčinskej sekvencie (obr. 2 a 3). Pozoruhodná je však pozícia hornín zliechovskej sekvencie (allgäuske súvrstvie), ktoré v sv. časti Lúčanskej Fatry (napr. zárez cesty na Martinské hole) spočívajú priamo na kryštaliniku lúčanskeho komplexu (c. f. Rakús et al., 1988). Podobná pozícia hornín je aj vo vrte ZGT-3 (Fendek et al., 1990) na južnom okraji Martina v Turčianskej kotline, kde boli zastihnuté vrstvy tmavosivého vápneného fľovca (alb) fatrika bezprostredne nad deformovanými (mylonitizovanými) horninami permu a kryštalinika. Ak sa pripustí, že kryštalinikum lúčanskeho komplexu patrí do tatrika, potom je v tejto časti Lúčanskej Fatry unikátna pozícia fatrika, ktoré spočívajú priamo na kryštaliniku tatrika bez tatrickej – obalovej sekvencie.

Možná je aj alternatíva, pri ktorej by časť kryštalinika Lúčanskej Fatry – lúčanský komplex – patrila do veporika resp. fatrika a bola by kryštalinickým soklom durčinskej sekvencie. V takom prípade by pozícia zliechovskej sekvencie tvorila tektonické nadložie durčinskej sekvencie tak, ako je to na sz. strane pohoria.

Po štrukturalizácii príkrovov v paleoalpínskej tektonickej etape tektonickú stavbu územia modifikovali nasledujúce tektonické procesy, ktoré voláme neoalpínskou tektonikou.

Za neoalpínske tektonické procesy pokladáme tektonické udalosti prebiehajúce od začiatku terciéru až do recentu. Neotektonické procesy, ktoré konvenčne dávame na začiatok pliocénu, sú súčasťou neoalpínskej tektoniky resp. neoalpínskeho tektonického vývoja Západných Karpát.

Jedným z určujúcich neoalpínskych tektonických procesov je presun príkrovov flyšového pásma ako výsledok subdukcie jeho substrátu pod blok Vnútorých Západných Karpát. S týmto procesom bola spätá tvorba sedimentárnych bazénov, vulkanitov a exhumácia masívov kryštalinika. Na datovanie a poznanie povahy neoalpínskych tektonických javov treba dešifrovať tektoniku terciérnych

bázenov, ktoré sú na západnej (Žilinsko-rajecká kotlina) a východnej (Turčianska kotlina) strane skúmaného územia.

V geologickej stavbe Žilinsko-rajeckej kotliny chýbajú sedimenty miocénu a najmladším vekom paleogénnej výplne je stredný oligocén. Paleogénne sedimenty sú zvrásnené do vztyčených, izoklinálnych a často spätné (t. j. na JZ) prevrátených vrás a prešmykov. Podobné vrásové deformácie sú aj v paleogénnych sedimentoch Turčianskej kotliny. Generálny smer vrásových osí je SV–JZ. Pomerne často sa vyskytujú naložené vrásoy so subvertikálnymi vrásovými osami, ktoré vznikali pri horizontálnom strihu. Tieto štruktúry sú porušené poklesmi smeru SV–JZ a mladšími poklesmi v smere SZ–JV.

Na základe predchádzajúceho výskumu (Kováč a Hók, 1996), doplnkového výskumu a porovnania spomenutých štruktúr so štruktúrami porušujúcimi miocénne a pliocénne sedimenty v Turčianskej kotline možno približne datovať a vyčleniť niekoľko základných tektonických režimov.

V spodnom miocéne prevládala kompresia až transpresia s orientáciou kompresnej zložky generálne v smere SZ–JV, spôsobila zvrásnenie paleogénnych sedimentov a sedimentov egenburgu pri Považskej Bystrici, zároveň aj antifonné prehnutie horninových komplexov na sz. strane Lúčanskej Fatry, tvorbu vrás F_2 a ľavostranný transpresný posun, ktorého pravdepodobným výsledkom je tvorba mylonitov pri sz. závere kryštalinika (pozri obr. 5b). Do spodného miocénu datujeme aj spätný, t. j. juho-vergencečný násun sedimentov fatrika a obalovej jednotky tatrika na jz. konci Krivánskej Fatry. Kompresiu/transpresiu datujeme do obdobia po egenburgu a pred stredným miocénom, keď v extenznom režime začali sedimentovať horniny tvoriace miocénnu výplň v Turčianskej kotline. Sedimenty miocénu – na rozdiel od paleogénnych hornín v ich podloží – nie sú kompresnými štruktúrami postihnuté (Hók et al., 1998).

Extenzia bola orientovaná kolmo na priebeh poklesových zlomových štruktúr, ktoré vymedzujú rozšírenie sedimentov miocénu až pliocénu Turčianskej kotliny, t. j. v smere SZ–JV. Aktivita poklesových zlomov sa dá korelovať s aktivitou poklesových zlomov na sz. strane Lúčanskej Fatry. Možno konštatovať, že po kompresii v spodnom miocéne nasledovala extenzia s tvorbou poklesových zlomov orientovaných generálne v smere SV–JZ (obr. 5c). Vo vrchnom miocéne, a hlavne v pliocéne sa začala exhumovať podstatná časť kryštalinických komplexov Lúčanskej Fatry, čo sa dá dokumentovať obliakovým zložením časti sedimentov Turčianskej kotliny.

Najmladšie tektonicky porušené a paleontologicky stratifikovateľné horniny sú na lokalite Dubná skala v sv. cípe Lúčanskej Fatry (obr. 1), kde sú rozličné typy sladkovodného vápenca. V najvyššej časti vápencového komplexu je akumulácia karbonatického zlepenca. Podľa organických zvyškov možno vápencové vrstvy stratigraficky zaradiť do najvrchnejšieho miocénu až pliocénu. Bezprostredné okolie budujú horniny kryštalinického jadra a úzky pruh mezozoika (allgäuske súvrstvie). Vzájomný styk kryštalinika, allgäuského súvrstvia a vrstiev sladkovodného vápenca sprostredkujú poklesové zlomy, ktoré sú strmo sklonené na V až VSV.

Komplex vápencových hornín porušila krehká tektonika. Na základe analýzy zlomového porušenia a puklín možno konštatovať, že najmladším tektonickým fenoménom na lokalite Dubná skala je extenzia smeru SV–JZ. V tomto tektonickom režime sú aktivované hlavne poklesové zlomy smeru SZ–JV. Zlomy tohto druhu sa ako sukcesívne najmladšie vyskytujú pri západnom resp. sz. okraji Lúčanskej Fatry. Predpokladáme, že vznikali v pliocéne až recente a sú najmladším štádiom tektonického vývoja oblasti (obr. 5d).

Záver

Z geologického výskumu sz. okraja Lúčanskej Fatry a jz. ukončenia Krivánskej Fatry vyplýva niekoľko základných poznatkov.

Na geologickej stavbe Lúčanskej Fatry sa zúčastňujú tektonické jednotky tatrika, fatrika a hronika.

Stratigrafický rozsah tatrika je spodný trias až spodná jura. Horninový komplex v tomto stratigrafickom rozsahu vystupujúci na jz. konci Krivánskej Fatry zaradujeme do tatrika. V rámci horninových súborov tatrika sa vyčlenila nová litostratigrafická jednotka *súvrstvie Slávikovej doliny*, ktorá zahŕňa sedimenty najvyššieho triasu? až spodnej jury.

Horninové komplexy vystupujúce v tzv. antiklinále Kozla zaradujeme do Ďurčinskej sekvencie fatrika. Hlavné argumenty v prospech takéhoto zaradenia sú:

Absencia sedimentov permu antiklinály Kozla na kryštaliniku Lúčanskej Fatry. (Výskyt permských sedimentov na kryštaliniku by fixoval ich obalovú t. j. tatrickeú príslušnosť.)

Alochtónny charakter horninových komplexov antiklinály Kozla na sedimentoch (súvrstvie Slávikovej doliny), ktoré možno litostratigraficky a tektonicky korelovať so sedimentmi patriacimi do obalovej, t. j. tatrickej tektonickej jednotky.

Výskyt spoločných sedimentov v horninových komplexoch antiklinály Kozla aj v Ďurčinskej sekvencii (jedľovinské vrstvy), ktoré možno litostratigraficky a tektonicky korelovať so sedimentmi doteraz opísanými len z tektonickej jednotky fatrika (Havřila et al., 2001).

Fatrikum sa skladá z dvoch čiastkových štruktúr. Spodnejšiu tvorí komplex hornín Ďurčinskej sekvencie v stratigrafickom rozsahu mladšie paleozoikum až spodná krieda, vyššiu horniny zliechovskej sekvencie v stratigrafickom rozsahu stredný trias až stredná krieda.

V Ďurčinskej sekvencii sa vyčlenila nová litostratigrafická jednotka – jedľovinské vrstvy. Takýmto názvom sa označuje bazálna časť súvrstvia karpatského keuperu reprezentovaná hlavne karbonatickými brekciami.

Hronikum sa vyskytuje len v denudačných reliktoch na sz. okraji skúmaného územia a jeho stratigrafický rozsah sa obmedzuje na stredný – vrchný? trias.

V skúmanom území možno vyčleniť niekoľko hlavných fáz tektonickej deformácie hornín. Palealpínske deformácie prebiehali v strednej až vrchnej kriede a ich hlavným prejavom je presun príkrovov fatrika a hronika v smere generálne od JV na SZ. Neopalpínske deformácie mali

podobu kompresie smeru SZ–JV, ktorá do sinistrálnej transpresie prechádzala v spodnom miocéne. Vo vrchnom miocéne kompresiu vystriedala extenzia so smerom SZ–JV. Neotektonická etapa (pliocén – recent) sa vyznačuje extenziou orientovanou generálne v smere SV–JZ.

Podakovanie. Ďakujeme doc. RNDr. Dušanovi Plašienkovi, DrSc., za kritické pripomienky, ktoré pomohli zvýšiť úroveň príspevku.

Literatúra

- Andrusov, D. & Kuthan, M., 1944: Geologická mapa Slovenska – list Žilina (4361/2) – mierka 1 : 25 000. Bratislava, ŠGÚDŠ.
- Andrusov, D. & Kuthan, M., 1946: Podrobná geologická mapa Československej republiky – Slovensko – list Rajec (4361/4) – mierka 1 : 25 000. Bratislava, ŠGÚDŠ.
- Andrusov, D., 1955: Reambulačné výskumy na liste 1 : 25 000 – Rajec (4361/4). *Manuskript – archív GÚDŠ, Bratislava, AP 8382, 1–12.*
- Andrusov, D., 1959: Geológia československých Karpát II. *Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1–375.*
- Činčurová, E., 1971: Stratigrafia liasu na základe belemnítov v Západných Karpatoch. *Sbor. Slov. nář. Múz., príř. Vedy, 17, 1, 1–103.*
- Đurovič, V., 1973: Petrografia keuperu krížňanskej jednotky v Strážovskej hornatine. *Geol. Práce, Spr., 60, 127–142.*
- Fendek, M., Gašparik, J., Gross, P., Jančí, J., Kohút, M., Král, J., Kullmanová, A., Planderová, E., Raková, J., Rakús, M., Snopková, P., Tuba, L., Vass, D. & Vozárová, A., 1990: Správa o výskumnom geotermálnom vrte ZGT-3 Turiec v Martine a prognózne zdroje GE v oblasti Martina. *Manuskript – archív GÚDŠ, Bratislava, 1–86.*
- Haško, J. & Polák, M., 1978: Geologická mapa Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry 1 : 50 000. Bratislava, GÚDŠ.
- Havrila, M., Filo, I., Kohút, M., Lexa, J., Maglay, J., Vozár, J. & Vozárová, A., 2001: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 list Staré Hory (36 141) a časť listu Krížna (36–123). *Manuskript – archív ŠGÚDŠ, Bratislava.*
- 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.*
- Hók, J., Matejček, A., Sýkora, M., Dianiška, I., Rakús, M., Král, J., Kotulová, J., Broska, I., Hrdlička, M., Kubiš, M. & Uher, P., 2002: Tektonické a regionálne geologické zhodnotenie výsledkov prieskumných prác zo štólne Višňové-Dubná Skala. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*
- Hók, J., Šiman, P., Frank, W., Král, J., Kotulová, J. & Rakús, M., 2000: Origin and exhumation of mylonites in the Lúčanská Malá Fatra Mts. (the Western Carpathians). *Slov. geol. mag., 6, 4, 325–334.*
- Kantor, J., 1988: Izotopové zloženia síry z evaporitov vrtu MFG-1 Príloha k vysvetlivkám ku geologickej mape 1 : 25 000 (Martin-3). *Archív GÚDŠ AP 8382, 1–13.*
- Kotański, Z., 1959: Profile stratigraficzne serii wierchowych Tatr polskich. *Bull. Inst. Geol. Pal., 139.*
- Kováč, P. & Hók, J., 1996: Tertiary development of the western Part of Klippen Belt. *Slov. geol. mag., 2, 137–149.*
- Kullmanová, A., 1963: Sedimentárno-petrografická charakteristika durčinskej série a iných profilov. *Archív GÚDŠ Bratislava, AP 3688.*
- Mahel, M., 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. *Geol. Práce, Zoš., 51, 5–31.*
- Mahel, M., 1962: Vysvetlivky ku prehľadnej geologickej mape ČSSR v mierke 1 : 200 000 M-34-XXV, list Žilina. Bratislava, *Geofond, 1–271.*
- Mahel, M., (edit), 1967: Regionálna geologie ČSSR II, Západní Karpaty, Praha, 1–496.
- Mahel, M., 1985: Geologická stavba Strážovských vrchov. Bratislava, *GÚDŠ, 7–221.*
- Mišík, M., 1956: Dokončenie geologických máp, listy Rajec a Považská Bystrica 1 : 25 000. *Archív GÚDŠ Bratislava, AP 3036.*
- Molnárová, M., 1973: Geologicko-tektonické pomery antiklinálneho pásma Kozla. [Diplomová práca.] *Manuskript – archív PF UK, Bratislava.*
- Planderová, E., 1986: Palinologické vyhodnotenie sedimentov vrtu MFG-1 (metráž 41,2–195,5 m). Čiastková správa ku vysvetlivkám list Martin-3. *Archív GÚDŠ Bratislava, AP 8382, 1–6.*
- Plašienka, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. Bratislava, *Veda, 125.*
- Polák, M., Ondrejčíková, A. & Wiczorek, J., 1998: Lithostratigraphy of the Ždiar Formation of the Krížna nappe (Tatry Mts.). *Slov. geol. mag., 4, 1, 35–52.*
- Polák, M., 1973: Litologicko-petrografický a mikrofaciálny výskum mezozoika obalovej série Malej Magury. *Manuskript – archív GÚDŠ, Bratislava.*
- Rakús, M., 1973: Mezozoikum Lúčanskej časti Malej Fatry na listoch Rajecká Lesná (M-34-988-C-d) a Valča (M-34-98-D-c). *Manuskript – archív GÚDŠ, Bratislava, 1–50.*
- Rakús, M., Elečko, M., Gašparik, J., Gorek, J., Halouzka, R., Havrila, M., Horniš, J., Kohút, M., Kysela, J., Miko, O., Pristaš, J., Pulec, M., Vozár, J., Vozárová, A. & Wunder, D., 1988: Geologická mapa Lúčanskej Malej Fatry, M = 1 : 50 000. Bratislava, *SGÚ – GÚDŠ.*
- Sibson, R. H., 1977: Fault rocks and fault mechanism. *J. Geol. Soc. (London), 133, 191–214.*
- Štúr, D., 1860: Bericht über die geologische Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. *Jb. Geol. Reichsanstalt, XI, Wien.*
- Tollmann, A., 1976: Analyse des Klassischen nordalpinen Mesozoikums. Teil II, 1–580.
- Urban, K., 1965: Geológia okolia Strečna. *Sjazzový sprievodca XVI. sjazdu Čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu. Exkurzia II, 23–30.*
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1983: Nové poznatky o mladšom paleozoiku v Malej Fatre. *Geol. Práce, Spr., 79, 27–54.*
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1986: Litologický profil vrtu MFG-1 (lok. Turiec, 650,0 m) a jeho interpretácia. Čiastková správa za rok 1986 k vysvetlivkám ku geologickej mape, list Martin-3. *Archív GÚDŠ Bratislava, AP 8382, 1–39.*
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. Bratislava, *GÚDŠ, 304.*
- Vozárová, A., 1978: Dva typy permu v Malej Fatre. *Mineralia Slov., 10, 3, 277–282.*

Geological structure of the Kozol anticline (Lúčanská Fatra Mts., Western Carpathians)

Geological structure of the NW part of the Lúčanská Malá Fatra Mts., comprises of Tatricum, Fatricum and Hronicum tectonic units. Part of the sediments, predominantly Late Paleozoic (Permian) builds a core of the antiformal structure – so-called the Kozol anticline.

Sedimentary sequence of the Kozol anticline was formerly ranged into Tatricum unit (e. g. Andrusov, 1959; Mahel,

1962, 1967), Fatricum unit (e. g. Andrusov, 1955) and into Hronicum unit (Vozárová and Vozár, 1983).

Occurrence of a carbonatic breccia intercalations in fine-grained, variegated dolomites above the Middle Triassic dolomites and below the typical Carpathian Keuper sediments enabled to assume these sediments as a special type of Carpathian Keuper sequence – Jedľovina Member (Figs. 4

and 5). Similar type of sediments was described from the Fatricum in the Považský Inovec Mts., and the Veľká Fatra Mts., (Havřila et al., 2001). Recognition of Jedľovina Member in the Ďurčiná Sequence of Fatricum unit as well as in the Kozol anticline allows linking the Kozol anticline rock sequence with the Ďurčiná Sequence of the Fatricum tectonic unit.

Stratigraphic record of the Tatricum unit in the studied area is from Early Triassic to Early Jurassic. New lithostratigraphic unit – Slávikova dolina Fm., (?Latest Triassic – Early Jurassic) was defined in Tatricum unit. The Kozol anticline rock sequence is thrust over the Slávikova dolina Fm., in Kunerad vicinity (Figs. 2 and 3). This is another argument to range Kozol anticline into allochthonous Fatricum tectonic unit.

Structure of the Fatricum is composed from two partial subunits. The Ďurčiná Sequence (includes the Kozol anticline) is the lower subunit in the tectonic succession (Late Paleozoic – Early Cretaceous) that is tectonically overlying the Zliechov Sequence (Middle Triassic – Middle Cretaceous).

The Hronicum is present in two small relicts and comprises only the Middle Triassic dolomites.

Four main tectonic events have been recognized for Alpine orogeny: Cretaceous NW–SE oriented tangential compression with F_1 recumbent folds origin, Early Miocene NW–SE oriented compression with F_2 upright folds, Middle Miocene–Late Miocene NW–SE extension with NE–SW oriented normal faults and Pliocene–Recent NE–SW oriented extension with perpendicular oriented normal faults.

Hrušovské vrstvy – morské sedimenty vinickej formácie v Krupinskej planine (južné Slovensko)

DIONÝZ VASS¹, KATARÍNA HOLCOVÁ², IGOR TÚNYI³ a BORIS BELÁČEK¹

¹TU Zvolen, T. G. Masaryka 24, 960 01 Zvolen

²Prírodovedecká fakulta KU, Albertov 6, 128 43 Praha

³Geofyzikálny ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 28 Bratislava

(Doručené 16. 10. 2001, revidovaná verzia doručená 24. 2. 2003)

The Hrušov Member – marine deposits of the Vinica Formation in the Krupinská planina Mts. (South Slovakia)

The Hrušov Member – tuffaceous claystone – siltstone is a marine and stratigraphically the highest member of the volcanic Vinica Formation outcropping on the southern slopes of Krupinská planina Mts. The member originated on a flat coastal plain or in a shallow bay. The marine origin is proved by the fauna including planktonic foraminifers and calcareous nannoplankton. The remanent magnetization is of normal polarity and the time of member origin may be correlated with the lower normal event of the chron C5Bn (15.15–15.03) Ma. The magnetic declination is of 22.65°, inclination is of 65.96°. The declination indicates a slight right rotation.

Key words: Krupinská planina Mts., Vinica Formation, volcanoclastics, marine fauna, paleomagnetism

Úvod

Uprostred vulkanitov Krupinskej planiny vystupujú pelitické vulkanickosedimentárne horniny vzhľadom pripomínajúce vápnité siltovce sečianskych vrstiev modrokamenského súvrstvia alebo sečenských vrstiev lučenského súvrstvia. Morský charakter týchto sedimentov potvrdzujú sporadické nálezy morskej fauny. V polohe vápnitého tufitického ílovca našiel Vass (in Vass a Gabčo, 1964) monoasociáciu drobných hladkých pekténov *Amussium denudatum* (Reuss). Jediný odkryv, kde sa tieto sedimenty dali študovať, je v hlboknej rokline na jv. okraji obce Hrušov na južnom okraji Krupinskej planiny (obr. 1). Pelitická povaha sedimentov uprostred spravidla hrubozrnných vulkanických hornín, ako aj nález morskej fauny nás podnietili bližšie opísať tieto vrstvy ako samostatný člen vinickej vulkanickej formácie (Konečný in Vass et al., 1979). Názov pre túto novú litostratigrafickú jednotku sme odvodili od obce Hrušov, v blízkosti ktorej sedimenty vystupujú na povrch.

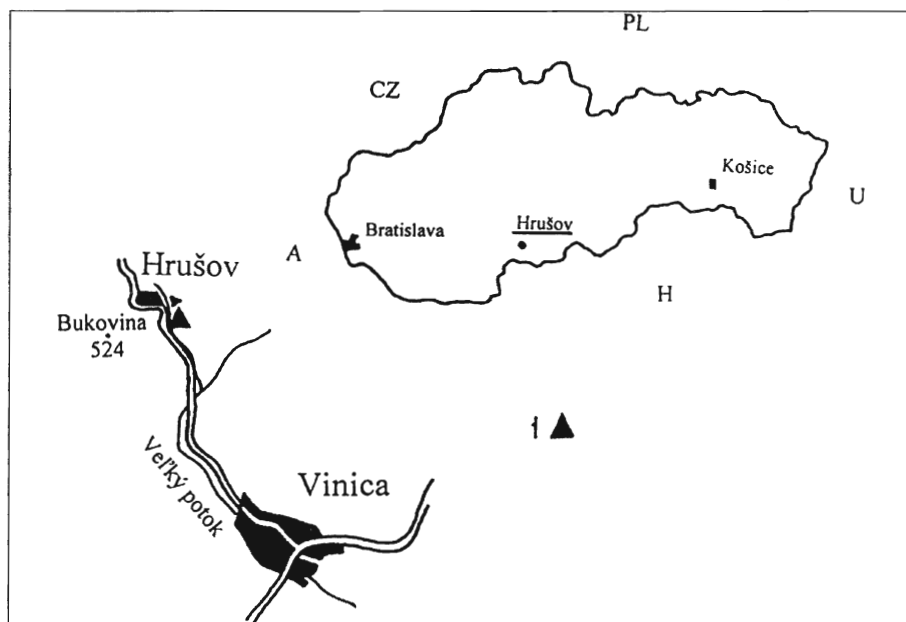
Litologická charakteristika hrušovských vrstiev

Hrušovské vrstvy boli pôvodne opísané ako jemnozrnné – siltové tufitické sedimenty s *Amussium denudatum* (Vass, l. c.). Pri revízii stratotypovej lokality v roku 2000 sa ich polohu nepodarilo nájsť, ale v rokline, kde je stratotypový profil, sú odkryté podobné horniny so zvyškami morských organizmov a súčasný stav ich odkrytia umožnil rozlíšiť dve polohy.

V spodnej časti odkryvu vystupuje sivý hrubobridličnatý tufitický ílovec s veľmi zriedkavými odtlačkami morských mäkkýšov. Bridličnatosť kopíruje vrstvivitosť a na vrstvových plochách je hrubší, zväčša ľahší materiál – muskovit, biotit, litické úlomky a drobné úlomky pemzy. Poloha je hrubá okolo 1,5–1,7 m.

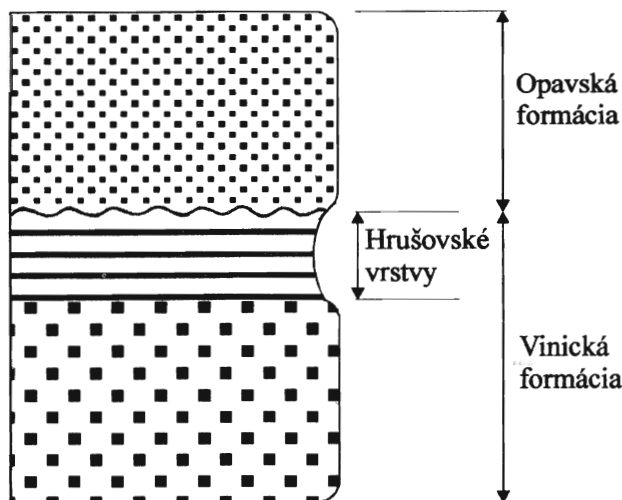
Vo vrchnej časti odkryvu vystupuje sivý hrubobridličnatý až lavicovitý tufitický ílovec s morskou faunou lastúrníkov a ulitníkov o niečo hojnejšou než v spodnej polohe. Vnútri lavíc sú pretiahnuté šošovky drobnej pemzy (úlomky veľké 0,5–1 mm). Lavice majú tendenciu rozpadávať sa na pologulaté alebo elipsoidné útvary s dĺžkou osou dlhou 2 až 8 cm. Vnútna stavba lavíc je masívna. Na puklinách sú hojné oxidy Mn. Na niektorých vrstvových plochách sú záteky žltých sekundárnych minerálov. V hornine spravidla možno dobre rozoznať vulkanický materiál. Hrúbka polohy je okolo 2,5 m.

Keďže medzi spodnou a vrchnou polohou je zasutínovaná pasáž hrubá asi 1 m, celková výška stratotypového odkryvu je 5–5,20 m. Celková hrúbka hrušovských vrstiev je okolo 10 m, ale zasutínovanosť profilu ju neumožňuje určiť presnejšie. Z rovnakého dôvodu nevidno ani styk s nadloží a podloží. Podľa geologickej mapy (Konečný et al., 1978) sa hrušovské vrstvy postupne vyvíjajú z podložínych vrstiev hrubozrnného epiklastického andezitového pieskovca a v stratotypovej oblasti reprezentujú vrchnú časť vinickej formácie. Ich nadloží sú vrstvy jemnozrnného epiklastického andezitového pieskovca, ale tie podľa Konečného et al. (l. c.) patria nadložnej opavskej formácii. Styk s hrušovskými vrstvami je pravdepodobne diskordantný (obr. 2).



Obr. 1. Situácia stratotypového profilu hrušovských vrstiev (čierny trojuholník).

Fig. 1. Localization of the stratotype section of the Hrušov Member (black triangle).



Obr. 2. Schéma stratigrafického postavenia hrušovských vrstiev v strope vinickej formácie.

Fig. 2. Scheme of the Hrušov Member stratigraphic position on the top of Vinica Formation. Explanations: vinická formácia – Vinica Formation, opavská formácia – Opava Formation, hrušovské vrstvy – Hrušov Member.

Laterálne rozšírenie hrušovských vrstiev je relatívne malé. Litologicky sčasti podobné sedimenty na báze vinickej formácie tvoria nadložie príbelského piesku, ktorý je bazálnym členom vinickej formácie.

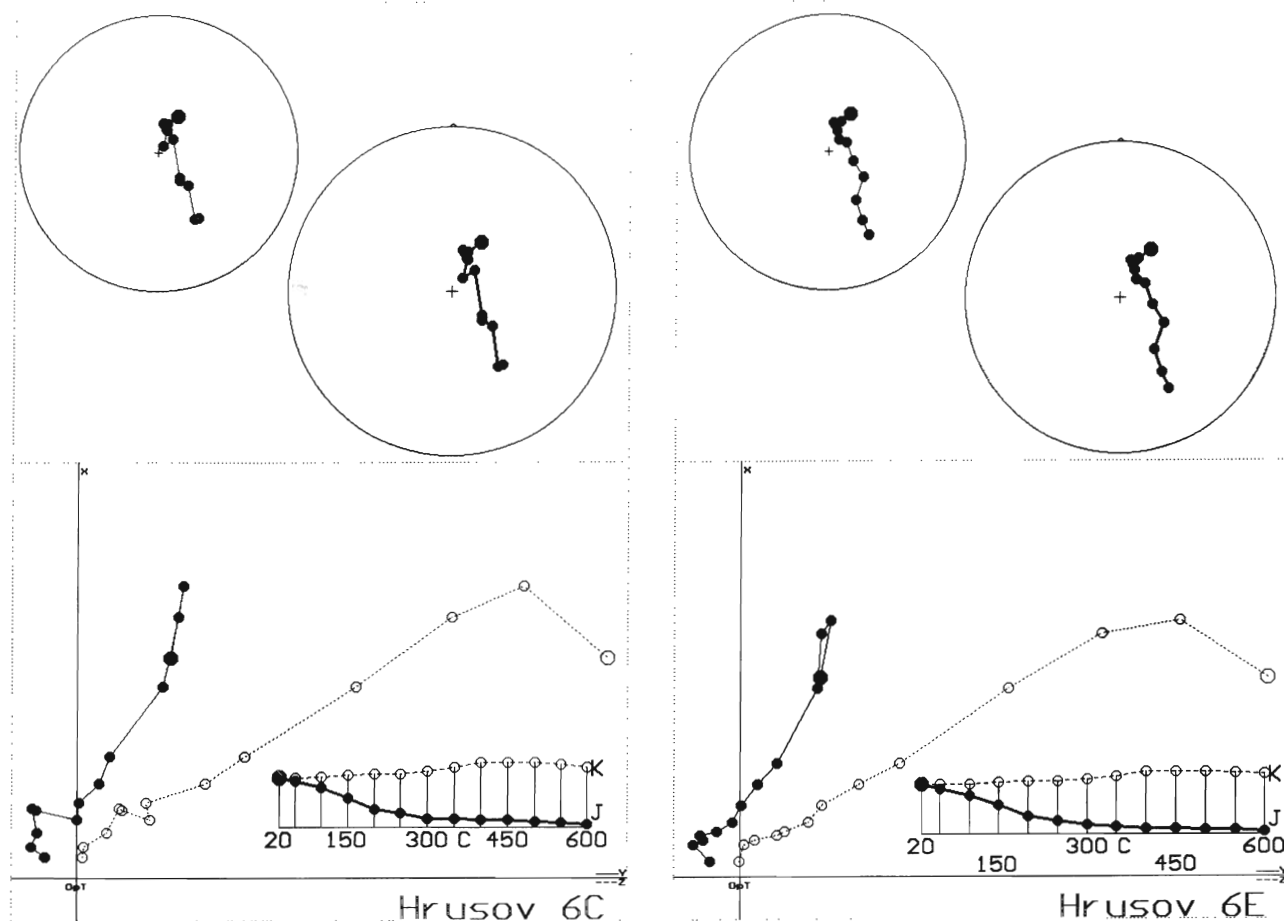
Ekologická a biostratigrafická charakteristika hrušovských vrstiev

Popri zle zachovaných schránkach mäkkýšov sa v hrušovských vrstvách vyskytujú foraminifery, vápnitý nanoplanktón, rozsievky a radiolárie. Podľa odlišného spôsobu zachovania sa dajú rozlíšiť dva typy spoločenstiev foraminifer: 1. Zriedkavé dobre zachované veľké

jedince planktonického druhu *Globigerinoides bulloides* d'ORBIGNY, ktoré sa interpretujú ako autochtónne foraminifery. V centrálnej Paratetyde sú známe od karpátu (Cicha et al., 1998) a svedčia o dobrej komunikácii s otvoreným morom. 2. Drobné korodované bentózne foraminifery rodu *Cibicidoides* (pre zlé zachovanie ich nemožno bližšie určiť), ktoré sa vzhľadom na ich koróziu pokladajú za redeponované. Keďže stratigrafický rozsah rodu *Cibicidoides* je veľmi široký, redepozity môžu pochádzať z oligocénných alebo spodnomiocénných sedimentov podložja vinickej formácie.

Radiolárie (spumelárie) sú dobre zachované a ich prítomnosť svedčí o komunikácii s otvoreným morom.

Zloženie spoločenstiev a hojnosť vápnitého nanoplanktónu a rozsievok sú v každom preparáte veľmi premenlivé, čo je výsledok premenlivého prostredia, zrejme plytkovodného, možno s kolísaním salinity. Vo všetkých preparátoch sa vyskytuje veľmi zriedkavý korodovaný vápnitý nanoplanktón patriaci druhu *Coccolithus pelagicus* (Wallich) SCHILLER a rodu *Reticulofenestra*. Obidva taxóny sú priebežné a vzhľadom na koróziu pravdepodobne ide o redeponovaný nanoplanktón. V jednom preparáte sa zistilo bohatšie spoločenstvo dobre zachovaného nanoplanktónu s *Coccolithus pelagicus* (Wallich) SCHILLER, *Reticulofenestra pseudumbilica* GARTNER (GARTNER), *Sphenolithus heteromorphus* DEFLENDRE a s rodom *Thoracosphaera*. Prítomnosť druhu *S. heteromorphus* pri absencii *H. ampliapertura* naznačuje, že ide o zónu NN 5 (Martini, 1971). Rovnaký záver o veku hrušovských vrstiev urobila aj Lehotayová (in Vass et al., 1979). Medzičasom sa numerická kalibrácia zóny NN 5 upravila na 15,6–13,6 Ma (Berggren et al., 1995), takže zodpovedá najvyššiemu ranému až neskorému bádenu v zmysle numerickej časovej škály paratetydného neogénu (Vass et al., 1987). Vinická formácia vznikla prirodzene v širšom časovom intervale ako hrušovské vrstvy, ktoré ležia v jej strope. V spodnej časti



Obr. 3. Demagnetizačné charakteristiky vzorky 6C a 6E hrušovských vrstiev. Ide o tepelnú demagnetizáciu do 600 °C s krokom 50 °C. V demagnetizačných grafoch predstavuje krivka K magnetickú objemovú susceptibilitu a krivka J magnetickú polarizáciu. Grafy sú normované počiatkovými hodnotami týchto parametrov. Zijderveldove diagramy predstavujú priebeh demagnetizácie zložky XY a XZ vektora magnetickej polarizácie. Na stereoprojekciách (vľavo pred korekciou o sklon vrstvy, vpravo po korekcii) je počiatkový smer označený väčším krúžkom.

Fig. 3. Demagnetization characteristics of the samples 6C and 6E from the Hrušov Member. Thermal demagnetization up to 600 °C with the step of 50 °C was performed. The curve K represents magnetic bulk susceptibility and curve J magnetic polarization in the demagnetization graphs. The graphs are normalized by initial values of these parameters. Zijderveld diagrams present demagnetization of the XY and XZ components of magnetic polarization vector. On the stereoprojections (left – before bedding correction, right – after bedding correction) there is the initial direction marked by larger circle.

formácie sa novšie našlo spoločenstvo foraminifer s druhom *Praeorbulina sicana* a *Pr. glomerata* (Kantorová in Vass a Elečko, eds., 1992). Ich prvé objavenie vymedzuje intervalovú subzónu Mt 5a resp. M 5a s numerickým vekom 16,4–16,1 Ma (Berggren et al., 1995). Na iných miestach sa vo formácii zaznamenal prvý výskyt druhu *Orbulina suturalis*. Z toho vychodí, že vinická formácia zodpovedá biostratigrafickej zóne M 5 alebo Mt 5 (sensu Berggren et al., 1995) alebo N 8 (sensu Blow, 1969). Numerický vek týchto zón je 16,4–15,1 Ma (Berggren et al., l. c.). Do tohto časového intervalu sa zmestia aj hrušovské vrstvy, ktoré obsahujú indexovú formu nanoplanktonickej zóny NN 5 *Sphenolithus heteromorphus*. Z uvedeného vyplýva, že vinická formácia vznikla v časovom intervale 16,4–15,1 Ma, ktorý zodpovedá ranému až strednému bádenu v numerickej škále paratetydného neogénu. Nemožno vylúčiť, že horná hranica môže byť ešte mladšia, lebo 15,1 Ma je vek prvého obja-

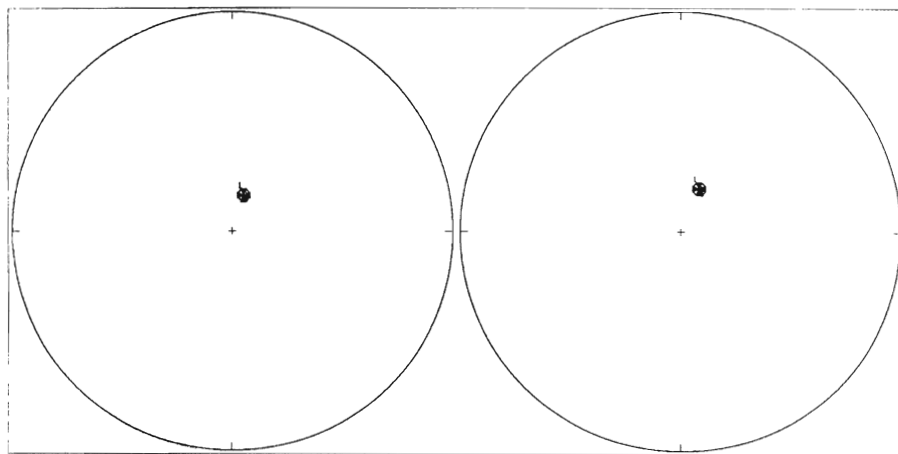
venia druhu *Orbulina suturalis* a numerický vek nanoplanktonickej zóny NN 5 je 15,6–13,6 Ma.

Najhojnejšími mikrofosíliami sú rozsievky. Vyskytujú sa centrické aj penátne formy, pričom penátne prevažujú. Hojnosť a diverzita sú premenlivé. Bohatý výskyt rozsievok vyžaduje zdroj SiO₂. Týmto zdrojom v období sedimentácie hrušovských vrstiev bola vulkanická činnosť a jej produkty tvoria vinickú formáciu. Andezit vinickej formácie je intermediárny, pyroxenický, s premenlivým obsahom amfibolu (Konečný in Vass et al., 1979).

Výsledky paleomagnetických meraní

Pri štúdiu miocénnych hornín na južnom Slovensku sa urobili paleomagnetické merania vzoriek odobratých zo stratotypovej lokality hrušovských vrstiev.

Spolu bolo k dispozícii päť vzoriek. Vykonala sa ich úplná tepelná demagnetizácia od izbovej teploty do 600 °C



Obr. 4. Stredný paleomagnetický smer hrušovských vrstiev. Vľavo pred korekciou o sklon vrstvy, vpravo po korekcii.

Fig. 4. Mean paleomagnetic direction of the Hrušov Member. Left – before bedding correction, right – after bedding correction.

s krokom 50 °C. Merania prebiehali v paleomagnetickom laboratóriu GFÚ SAV v Modre–Pieskoch na demagnetizačnom zariadení MAVAGS. Po každom kroku demagnetizácie sa merala magnetická polarizácia (na rotačnom generátore JR-5) a magnetická objemová susceptibilita (na kapamostíku KLY-3). Všetky prístroje boli vyrobené v Geofyzike Brno.

Na určenie charakteristického smeru sa analyzovali demagnetizačné krivky remanentnej magnetickej polarizácie a magnetickej objemovej susceptibilita, tzv. Zijdeveldove diagramy, a stereoprojekcie paleomagnetických smerov pred korekciou aj po nej o sklon vrstvy, z ktorej sa vzorky odobrali. Ukážky demagnetizačných grafov (vzoriek 6C a 6E) sú na obr. 3. Grafy naznačujú, že v horninových vzorkách bol iba jeden nositeľ magnetizmu, pravdepodobne titanomagnetit s Curieovou teplotou okolo 300–350 °C. Stredný smer sa počítal klasicky Fisherovou štatistikou. Výsledky odvodzovania paleomagnetických smerov pred korekciou aj po nej o sklon vrstvy sú na obr. 4 a v tab. 1.

Merania ukázali, že priemerná deklinácia syngenetickej remanentnej magnetickej polarizácie je 22,65° a inklinácia 65,96°. Výsledky sú konzistentné a ich rozptyl je veľmi malý (2,98°). Získaný paleomagnetický smer teda potvrdzu-

je rotáciu v smere hodinových ručičiek zhruba o 23°. Z normálnej magnetizácie vzoriek hrušovských vrstiev rezultuje, že tieto vrstvy vznikali v normálnom magnetickom poli.

Hrušovské vrstvy sa do magnetickostratigrafickej škály zaraďujú ťažko, lebo paleomagnetické merania sa urobili prakticky z jednej izochrónnej polohy, a preto hrušovské vrstvy nemožno jednoznačne korelovať s eventmi normálnej magnetizácie v rámci bádenu, počas ktorého podľa biostratigrafických údajov vrstvy vznikli. Väčšia časť raného bádenu (stredná a vrchná) sa kryje s chrómom reverznej polarity C5Br. Najvyššia časť stredného a spodná časť neskorého bádenu sa kryjú s chrómom normálnej polarity C5Bn. Starší normálny event tohto chrónu, ktorého numerický vek je 15,15–15,03 Ma (Berggren et al., 1995), by mohol byť obdobím, keď hrušovské vrstvy vznikli.

Diskusia

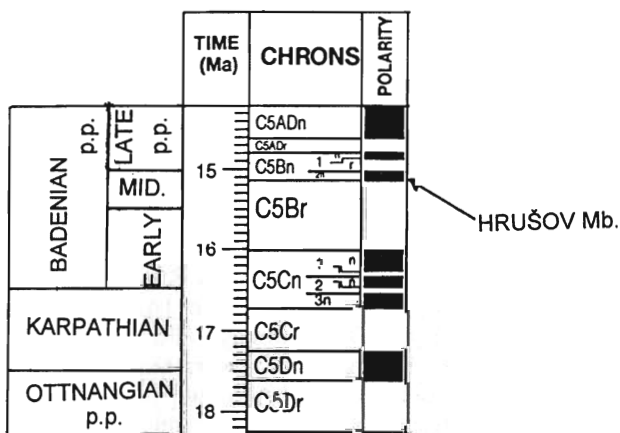
Hrušovské vrstvy vznikli v morskem zálive, ktorého ploché brehy budovali eróziou zarovnané produkty vulkanickej aktivity vinickej formácie. Organické spoločenstvá i litológia svedčia o tom, že záliv bol plytký a úlomkový materiál spla-

Tab. 1
Demagnetizačné parametre paleomagnetických vzoriek lokality Hrušov
Demagnetization parameters of the paleomagnetic samples from locality Hrušov

Position	D°	I°	k	α_{95}	Js [nT]	KAPs.10 ⁻⁶ u.SI
BBC	17,36	70,50	660	2,98	17,842	6390,0
ABC	22,65	65,96	660	2,98	17,842	6390,0

Prvý riadok označuje smer pred korekciou o sklon vrstvy (BBC – before bedding correction), druhý po korekcii (ABC – after bedding correction). Označenie: D – deklinácia; I – inklinácia; k – parameter presnosti; α_{95} – polouhol kužeľa spoľahlivosti; Js – stredná hodnota prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie; KAPs – stredná hodnota prirodzenej magnetickej objemovej susceptibilita.

The first line represents direction before bedding correction (BBC), the second one after bedding correction (ABC). The symbols: D – declination; I – inclination; k – precision parameter; α_{95} – halfangle of reliability; Js – mean value of natural remanent magnetic polarization; KAPs – mean value of natural magnetic bulk susceptibility.



Obr. 5. Predpokladaná pozícia hrušovských vrstiev v magnetickostratigrafickej škále Berggren et al. (1995).

Fig. 5. Supposed position of the Hrušov Member in the Miocene magnetostratigraphic time scale (Berggren et al., 1995).

vovaný do zálivu bol výlučne vulkanického pôvodu. Záliv niekedy dobre komunikoval s otvoreným morom dobre (veľké jedince *Globigerinoides bulloides*), inokedy horšie (premenlivé zloženie a kolísajúca hojnosť nanoplanktónu a rozsievok) a možno kolísala aj salinita. Otvorené more sa rozprestieralo v železovskej depresii (východný okraj dunajskej panvy) a odtiaľ zasahovalo do okolia Hrušova, na južnú perifériu šahansko-lyseckej vulkanickotektonickej zóny.

Deklinácia charakteristického smeru remanentnej magnetickej polarizácie má priemernú hodnotu 22,65°, čo poukazuje na miernu rotáciu v smere hodinových ručičiek. Z mnohých meraní remanentného magnetizmu spodnomiocénnych sedimentov na južnom Slovensku (Márton et al., 1996) a v severnom Maďarsku (Márton a Fodor, 1995; Márton a Márton, 1996) sa vie, že táto oblasť v ranom miocéne rotovala spolu 80° proti smeru hodinových ručičiek. Po ranom bádane už v tejto oblasti nijaká rotácia nebola (Orlický et al., 1995; Márton a Márton, 1996). Mierna rotácia v smere hodinových ručičiek hrušovských vrstiev do tejto koncepcie nezapadá. Jedným z možných vysvetlení je, že stratotypová lokalita hrušovských vrstiev a jej okolie mierne rotovali v smere hodinových ručičiek ako výsledok tektonických pohybov sprevádzajúcich vulkanickú aktivitu na blízkej šahansko-lyseckej vulkanickotektonickej zóne.

Možnosť rotácie v smere hodinových ručičiek v blízkosti šahansko-lyseckej vulkanickotektonickej zóny potvrdzujú aj parametre remanentného magnetizmu sedimentov sečianskych vrstiev modrokamenského súvrstvia (karpat). Podľa poznatkov zo sv. Maďarska (Márton a Fodor, 1995; Márton a Márton, 1996) predpokladáme, že RM sedimentov sečianskych vrstiev pôvodne vykazoval rotáciu proti smeru hodinových ručičiek o cca 30°, ale ich dnešná deklinácia RM ukazuje, že neskôr – pravdepodobne v bádane – rotovali späť do dnešnej pozície (Túnyi et al., in lit.).

Záver

Hrušovské vrstvy sú morské sedimenty ranobádenského veku a predstavujú morský člen vinickej vulkanickej formácie. Vznikli na konci vulkanickej aktivity spomenutej formácie. Úlomkový materiál vrstiev je výlučne vulkanického pôvodu. Spoločenstvá organizmov svedčia o morskom prostredí vzniku v plytkom zálive s občasnou dobrou komunikáciou s otvoreným morom.

Hrušovské vrstvy majú normálnu remanentnú magnetizáciu. Keďže vek vinickej formácie, resp. jej spodnej časti, je raný bádne, hrušovské vrstvy, ktoré vystupujú v strope formácie, by mohli byť ekvivalentom vrchného normálneho eventu chrónu C5Cn, ktorého numerický vek je 16,3–16,0 Ma.

Chudobná asociácia nanoplanktónu nájdená v samotných hrušovských vrstvách však nevyklučuje koreláciu so zónou NN 5. V takom prípade by hrušovské vrstvy boli ekvivalentom spodného normálneho eventu chrónu C5Bn s numerickým vekom 15,15–15,03 Ma a boli by strednobádenské, čo považujeme za reálnejšie.

Podakovanie. Článok vznikol s podporou grantovej agentúry VEGA, granty 9263/02 a 9264/02.

Literatúra

- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, III., C. C. & Aubry, M. P., 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren, W. A., Kent, D. V. & Hardenbol, J. (eds.): *Geochronology, time scale and global stratigraphic correlations: A unified temporal framework for an historical geology. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.* 54, 129–212.
- Cicha, I., Rögl, F., Rupp, Ch. & Čtyrká, J., 1998: Oligocene-Miocene foraminifera of the Central Paratethys. *Abh. Senckenberg. naturforsch. Gesell.* 549, 1–235.
- Konečný, V., Pristaš, J. & Vass, D., 1978: Geological map of the Ipel' Basin and southern part of the Krupina Plateau, 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ*.
- Lehotayová, R. & Molčíková, V., 1978: Die Nannofossilien in Badenien. In: *Chronostratigraphie und Neostatotypen M4 Badenien. Bratislava, Veda*, 1–594.
- Martini, E., 1971: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton zonation. In: *Proceedings of 2nd Planktonic Conference, Roma 1970*, 739–785.
- Márton, E. & Fodor, L., 1995: Combination of paleomagnetic and stress data – a case studies from North Hungary. *Tectonophysics*, 242, 99–114.
- Márton, E. & Márton, P., 1996: Large scale rotations in North Hungary during the Neogene as indicated by paleomagnetic data. In: Morris, A. & Tarling, D. H. (eds.): *Paleomagnetism and tectonics of the Mediterranean region. Geol. Soc. Spec. Publ.* 105, 153–173.
- Márton, E., Vass, D. & Túnyi, I., 1996: Rotation of the South Slovak Paleogene and Lower Miocene rocks indicated by paleomagnetic data. *Geol. Carpath.*, 47, 1, 31–41.
- Orlický, O., Túnyi, I. & Vass, D., 1995: Paleomagnetické vlastnosti šiatorských andezitov a pieskovcov filákovského súvrstvia v ich kontaktnom dvore. *Mineralia Slov.*, 27, 243–250.
- Túnyi, I., Vass, D. & Konečný, V., in press: Anomálne deklinácie remanentného magnetizmu hornín modrokamenského súvrstvia a hrušovských vrstiev (Ipel'ská kotlina, Krupinská planina, južné Slovensko).
- Vass, D. & Gabčo, R., 1964: Predbežná správa o výskume miocénu na južnom úpätí stredoslovenských neovulkanitov. *Správy o geol. výsk. v r. 1963. Bratislava, GÚDŠ*, 132–134.
- Vass, D. & Elečko, M. (eds.), 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ*, 1–196.
- Vass, D., Konečný, V. & Šefara, J., et al., 1979: Geologická stavba Ipel'skej kotliny a Krupinskej planiny. *Bratislava, GÚDŠ*, 1–239.

The Hrušov Member – marine deposits of the Vinica Formation in the Krupinská planina Mts. (Southern Slovakia)

Amidst the volcanics of Krupinská planina Mts., the epiclastic andesite pelites occur. Their marine origin is proved by presence of marine fauna, e. g. the monoassociation of *Amussium denudatum* (Reuss) (Vass in Vass and Gabčo,

1964). These rocks outcrop in a deep gorge at the southern margin of the village Hrušov (Fig. 1), on the southern slope of Krupinská planina Mts. rising above the Ipel'ská kotlina Depression. The name given by us to those rocks – the

Hrušov Member is derived from the name of village Hrušov. The stratotype sequence is in the mentioned gorge.

Lithology of Hrušov Member. The lower part of the sequence is built up by the grey slaty tuffaceous claystone – siltstone containing rare imprints of marine molluscs. On the bedding planes there are light but coarser clasts accumulated as muscovite, biotite, lithic fragments, fragments of pumice. The upper part of sequence is composed of slaty to thin bedded tuffaceous claystone-siltstone containing shells of marine molluscs. The fauna is more abundant as in basal part of the sequence. Inside of the single bed there are lenses of pumice fragments but generally the inner structure of the single bed is massive. The rock has an ellipsoidal or ball shape splitting.

The thickness of the outcropping lower and upper part of the sequence is 1.5–1.7 m and 2.5 m respectively. The whole member thickness including covered portions is about 10 m.

The contacts with the overlying and subjacent rocks are not visible, being covered by debris. According to the geological map (Konečný et al., 1978) the Hrušov Member gradually pass from subjacent coarse epiclastic andesite sandstone of the Vinica Formation and is disconformably covered by the epiclastic andesite, sandstone of the Opava Formation. So the Hrušov Member tops the Vinica Formation (Fig. 2).

The lateral distribution of the member is relatively small. It outcrops only in the southern surroundings of the village Hrušov.

Ecology and biostratigraphy. In the Hrušov Member, beside the badly preserved mollusc shells foraminifers, the calcareous nannoplankton, diatoms and radiolaria occur. On the base of the different preservation the two types of foraminiferal associations are discriminated: (1) The association containing rare but well preserved large forms of the planktonic taxa *Globigerinoides bulloides* that may be interpreted as autochthonous. (2) The association of small corroded benthonic foraminifers of the genus *Cibicidoides* considered to be allochthonous. The calcareous nannoplankton taxa *Sphenolithus heteromorphus* is biostratigraphically the most significant taxa but it is not an unambiguous indicator of a particular subzone within time interval 18.2 (FAD) and 13.6 (LAD). The most common fossils are Diatomaceae but without biostratigraphic significance.

The paleomagnetic treatment of Hrušov Mb. shows that the sampled rocks are of normal polarity with declination 22.65° and inclination 65.96° (Figs. 3 and 4, Tab. 1). The Hrušov Mb. is considered to be equivalent of the nannoplankton zone NN5, and may correspond to the chron C5Bn older normal event numerically calibrated to 15.15–15.03 Ma (Fig. 5). In any case the declination shows a slight clockwise (CW) rotation.

Discussion

The Hrušov Member originated in a sea bay with flat coast built up by the products of the Vinica Formation volcanic activity. The erosion flattened volcanic relief. The bay was shallow but occasionally communicated well with the open sea (presence of large planktonic foraminifers).

The connection with the open sea was via Želiezovce Depression of Danube Basin.

The CW rotation of the Hrušov Member, documented by the declination of the remanent magnetization, is not in agreement with paleomagnetic results from Southern Slovakia and Northern Hungary (Márton and Fodor, 1995; Orlický et al., 1995; Márton et al., 1996) where the rocks younger as Early Badenian show no rotation. The CW rotation proved by RM of Hrušov Mb. Badenian in age may be caused by local tectonics genetically connected with Badenian volcanic activity of Šahy-Lysec Volcanotectonic Zone (including dextral strike-slips, being followed by CW rotation).

Conclusion

The Hrušov Member, Badenian in age, represents the marine episode of the Vinica volcanic Formation. The clastic material is exclusively of volcanic origin and marine environment of deposition is well proved by fauna and nannoplankton. The member originated in a shallow bay occasionally communicating with the open sea spread in Danube Basin (to the SW). The age of Vinica Formation is Early Badenian, but the age of Hrušov Member by which the formation is topped may be Middle Badenian (nannoplanktonic zone NN5). The Hrušov Member can be equivalent of the oldest normal event of the C5Bn chron (15.15–15.03 Ma).

Miocénne sedimenty na severnom úpätí Vihorlatských vrchov

DIONÝZ VASS¹, MICHAL ELEČKO², ADRIÉNA ZLINSKÁ² a IGOR TÚNYI³

¹Lesnícka fakulta Technickej univerzity vo Zvolene, Masarykova 24, 960 53 Zvolen

²Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

³Geofyzikálny ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 28 Bratislava

(Doručené 6. 3. 2003, revidovaná verzia doručená 14. 4. 2003)

Miocene deposits on northern foot-hills of Vihorlatské vrchy Mts., East Slovakia

On the northern foot-hills of the Vihorlatské vrchy Mts. being the Sarmatian-Pannonian volcanic range, the Miocene deposits occur. They are laying disconformably on the Klippen Belt Magura Flysch and Central Carpathian Paleogene. The older folded and verticalized Miocene marine deposits belong to Prešov Formation, Eggenburgian in age. They are disconformably covered by Late Miocene lacustrine deposits of Sečovce Formation, Pannonian in age. The former are slightly tectonized and not rotated as follows from paleomagnetic measurements.

Key words: Miocene deposits, Prešov Formation, Sečovce Formation, Eggenburgian, Pannonian

Úvod

Na severnom úpätí Vihorlatských vrchov pri obci Modra nad Cirochou a Dlhé nad Cirochou vystupujú neogénne sedimenty (obr. 1). Podľa vynorených blokov bradlového pásma možno predpokladať, že ležia na bradlovom pásme, ale aj po obidvoch jeho stranách, teda na centrálno-karpat-skompaleogéne a prekračujúc bradlové pásmo smerom na S na horninách vonkajšieho flyšu.

Podľa Leška (1954) miocénne sedimenty v okolí tých istých obcí našiel pri terénnych pochôdzkach v roku 1950 Leško a Ivan a neskôr tieto miesta navštívil Čechovič a Kavulič. Čechovič a Kavulič (1951) v rukopisej správe opísali odkryvy sivého sludnatého vrstvovitého slieňa (vápenného rozpadavého ílovca šlírového habitu) so šošovkami a lavícami zlepenca a pieskovca s odtlačkami a schránkami morskej fauny a vyslovili predpoklad o spodnomiocénnom veku týchto vrstiev (helvét, rozumej otnang alebo karpát).

Autori (l. c.) potom vyššie opísali tmavý sivozelený íl so sladkovodnou faunou. Podľa nájdených úlomkov uhlia v íle a informácií od miestnych obyvateľov o starom kutaní zameranom na uhlie predpokladali, že v miocénnych sedimentoch sú uhoľné sloje. Vek sedimentov odhadli na tortón (rozumej báden). Čechovič (1952) v publikovanej práci opísal piesčité sedimenty z východného okolia Modry nad Cirochou (lokalita Tatry na súčasných topografických mapách, kóta 269 – Hrb) a z okolia kóty 478 – Hradisko (na JV od Dlhého nad Cirochou), považoval ich za spodný miocén (burdigal – helvét, rozumej egenburg – karpát), nevytlúčil ani ich strednomiocénny vek (vrchný tortón, rozumej vrchný báden), ale postrehol uhlovú diskordanciu medzi staršími zvrásnenými ílovcami a piesčitými sedimentmi.

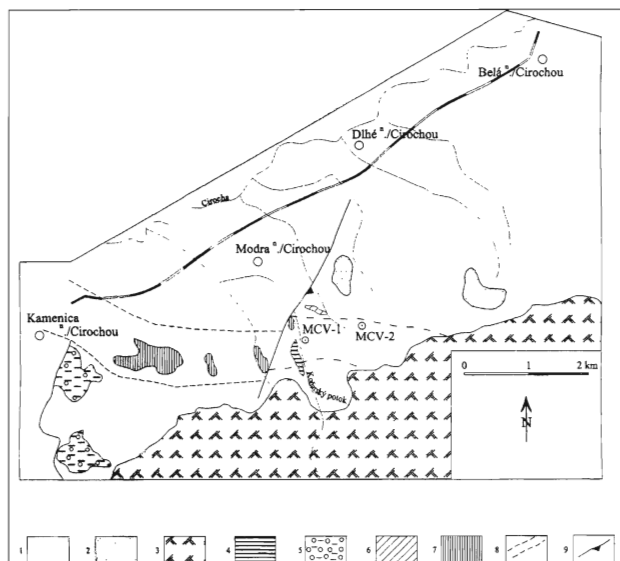
Leško (1953) neskôr jasne rozlíšil staršie miocénne sedimenty (burdigal – helvét čiže egenburg – karpát) a mladšiu,

miocénnu formáciu – prevažne piesčité sedimenty, pri ktorej predpokladal tortónsky (bádenský) alebo sarmatský vek. Staršie, miocénne vrstvy Leško (l. c.) zaradil podľa Senešovej biostratigrafickej analýzy mäkkýšov. Seneš tieto údaje, doplnené o biofaciálnu analýzu, publikoval v roku 1955.

V rámci prípravy regionálnej geologickej mapy Vihorlatských vrchov sa uvedené sedimenty overovali mapovacími vrtmi. Čiastočne sú zobrazené a stručne charakterizované aj v regionálnej mape v mierke 1 : 50 000 Vihorlatských vrchov a vo vysvetlivkách k nej (Karoli in Žec, ed., 1997). Staršie aj mladšie miocénne sedimenty sa na mape zaraďujú do spodného miocénu – egenburgu a korelujú s prešovským a čelovským súvrstvím. Napriek uvedenému poznatku o týchto sedimentoch nie sú vyčerpávajúco zhodnotené a práve o to sa pokúsime v tejto štúdii. Zameriame sa hlavne na chronostratigrafickú a litostratigrafickú klasifikáciu sedimentov a spresnenie informácií o litológii, najmä mladších miocénnych vrstiev.

Chronostratigrafia a litostratigrafia miocénu pri Modre nad Cirochou

Podľa úložných pomerov možno neogénne sedimenty tejto oblasti rozdeliť na staršie, zvrásnené, s prevládajúcim sklonom 30–85° na J, JZ, a mladšie, sklonené pod uhlom 10 až 35° na SZ–SSZ resp. SV. Okrem nich sa z oblasti na S od Vihorlatských vrchov v okolí Kochanoviec (na SV od Humenného) opísali zvrásnené spodnomiocénne sedimenty vo flyšovej facií (Maťašovský a Andrejeva-Grigorovich, 2002). Sú nasunuté na S na krynickú čiastkovú jednotku magurskej jednotky a sčasti ležia aj na pročskom súvrství, ktoré Potfaj (in Žec, ed., 1997) tiež zaraďuje do magurského flyšu. Tieto sedimenty citované autori pôvodne nazvali kochanovskými vrstvami (čo nemožno akceptovať z hľadiska priority: kochanovské



Obr. 1. Schematická geologická mapa severných svahov Vihorlatských vrchov (okolie obce Modra nad Cirochou). Podľa Žeca (ed., 1997 – modifikované). 1 – kvartér, 2 – jazerné sedimenty: vápnitý pieskovec, ílovec, siltovec, zlepenec, uhlie; sečovské súvrstvie, panón, 3 – vulkanity Vihorlatských vrchov, nečlenený sarmat – panón, 4 – morské sedimenty: vápnitý ílovec, siltovec, pieskovec; prešovské súvrstvie, egenburg, 5 – centrálnokarpatský paleogén: zlepenec, pieskovec, ílovec a siltovec, borovské a hutianske súvrstvie, stredný – neskorý eocén, 6 – magurská jednotka (vonkajšie flyšové pásmo): vápnitý ílovec, siltovec (flyš), pročské súvrstvie, neskorý paleocén – raný eocén, 7 – bradlové pásmo, nečlenené, 8 – predpokladané kontúry pochovaného bradlového pásma, 9 – zlom.

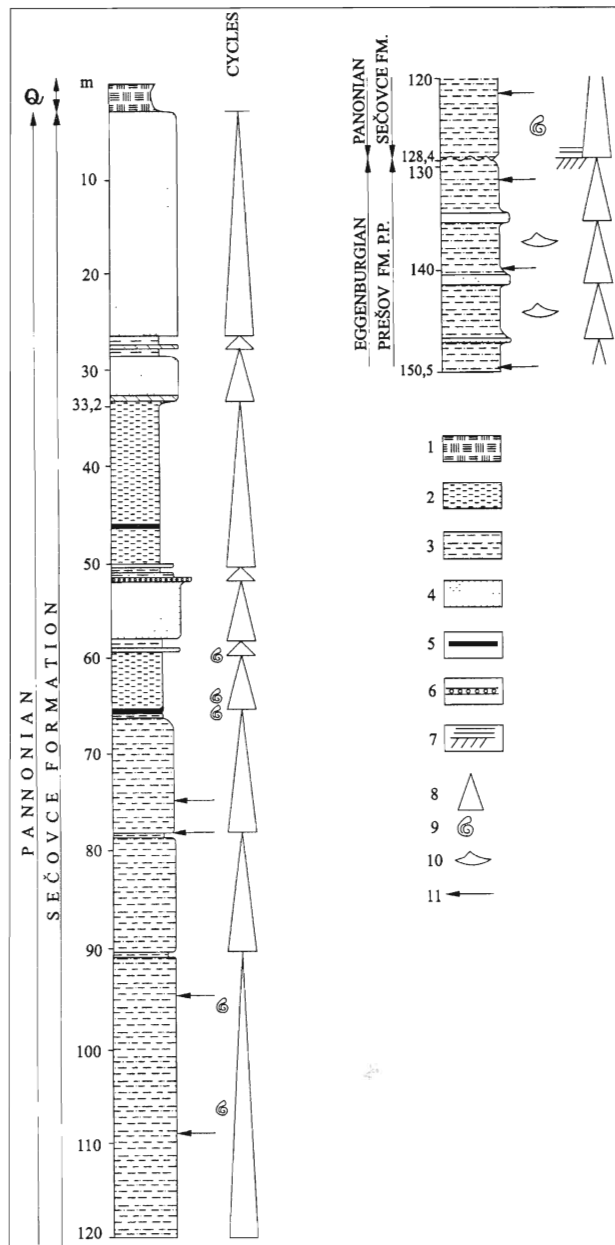
Fig. 1. Schematic geologic map of the northern slope of Vihorlatské vrchy Mts. (surroundings of Modra nad Cirochou village), after Žec, ed. (1997), modified. 1 – Quaternary, 2 – lacustrine deposits: calcareous sandstone, claystone, siltstone, conglomerate, coal; Sečovce Formation, Pannonian, 3 – volcanics of Vihorlatské vrchy Mts., undivided Sarmatian – Pannonian, 4 – marine deposits: calcareous claystone, siltstone, sandstone, Prešov Formation, Eggenburgian, 5 – Central Carpathian Paleogene: conglomerate, sandstone, claystone and siltstone, Borové and Huty formations, Middle – Late Eocene. 6 – Magura Paleogene (Outer Flysch): calcareous sandstone, siltstone, Proč Formation, Late Paleocene – Early Eocene, 7 – Klippen Belt undivided, 8 – assumed contours of buried Klippen Belt, 9 – fault.

súvrstvie – stredný až vrchný sarmat vo východoslovenskej panve; Vass a Čverčko, 1985) a vo vystúpení na vedeckej konferencii v júni 2002 použili nový názov laborecké vrstvy (ide zrejme o súvrstvie). Flyšové sedimenty laboreckého súvrstvia však nie sú predmetom tejto štúdie.

Staršie morské sedimenty pri Modre nad Cirochou v zhode s Karolím (in Žec, ed., 1997) zaradujeme do prešovského súvrstvia. Ich opis, ktorý urobil Leško (1953), považujeme za relevantný. Ide o súbor vrstiev, v ktorom dominuje vápnitý sivý, sivozelený a sivomodrý rozpadavý ílovec resp. íl s masívnou textúrou s lavičkami jemnozrnného pieskovca hrubými 10–20 cm. Pieskovec tvorí aj samostatné hrubšie polohy (20–80 cm). S pieskovcom asociujú polohy zlepenca alebo zlepenčové lavičky sú aj uprostred vápnitého ílovca. Obliaky veľké 2–20 cm sú z mezozoických hornín (karbonáty, kremenec a slieňovec), paleogénneho zlepenca, flyšového pieskovca, červenohnedého a sivého slieňovca z obalu bradlového pásma. V pieskovcových lavičiach sa našla morská

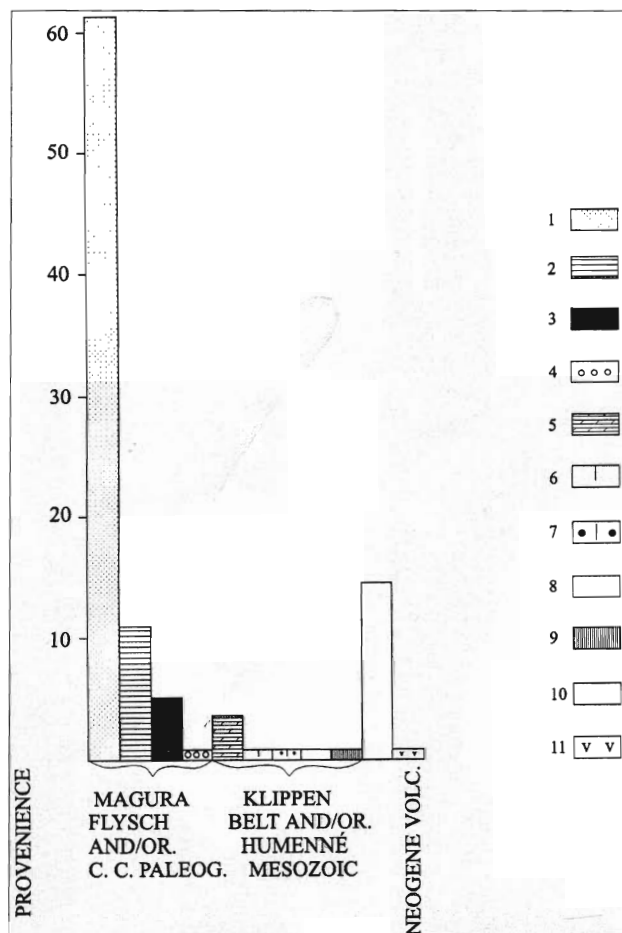
fauna mäkkýšov s prevahou pekteníd. Vo vrstvách sú aj polohy uhoľného ílu a šošovky uhlia.

Druhovo chudobné, ale na jedince bohaté spoločenstvo morských mäkkýšov tvoriace lumachely v piesčitom vápniťom ílovci opísal Seneš (1955). Skladá sa z druhov: *Chlamys macrotis* Sow., *Ch. cf. scabrella* Lamk., *Turritella tri-*



Obr. 2. Schematický profil vrtu MCV-2. 1 – pôda, hlinité sedimenty, andezitový štrk, 2 – vápnitý íl/ílovec, 3 – vápnitý siltovec/silt, 4 – vápnitý rozpadavý pieskovec, 5 – uhoľný sloj (šošovka), 6 – rozpadavý zlepenec, 7 – diskordancia, 8 – sedimentárny cyklus, 9 – sladkovodné jazerné moluská, 10 – morské moluská, 11 – vzorky (foraminifery).

Fig. 2. MCV-2 well section summarizing data. 1 – soil and loam, andesite gravel, Quaternary, 2 – calcareous clay/claystone, 3 – calcareous siltstone/silt, 4 – calcareous friable sandstone, 5 – coal seam, 6 – friable conglomerate, 7 – disconformity, 8 – sedimentary cycle, 9 – lacustrine molluscs, 10 – marine molluscs, 11 – foraminiferal sampling.



Obr. 3. Petrografické zloženie obliakov jazerných neogénnych rozpadavých zlepcov sečovského súvrstvia. 1 – pieskovec, 2 – kremitý siltovec, 3 – žltohnedý a sivý rohovec, 4 – zlepenec, 5 – dolomit, 6 – kremitý sivozelený vápenec, 7 – sivý vápenec, 8 – dolomitický vápenec, 9 – kremenec, 10 – tufová hornina (ryolitový tuf?), 11 – kremeň.

Fig. 3. Petrographic composition of the pebbles from lacustrine Neogene friable conglomerate, Sečovce Fm. 1 – sandstone, 2 – siliceous siltstone, 3 – yellow-brown and grey chert, 4 – conglomerate, 5 – dolomite, 6 – siliceous green-grey limestone, 7 – grey limestone, 8 – dolomitized limestone, 9 – quartzite, 10 – tuffaceous rock (rhyolite tuff?), 11 – quartz.

cinata Bors., *T. (Haustator) cf. desmarestina mediusubcarinata* Myl., *Modiola* sp. (Seneš in Leško, 1953; Seneš, 1955).

Aj keď mapovací vrt MCV-1 (na J od Modry nad Cirochou; obr. 1) overil iba nevelikú hrúbku sedimentov, ktoré sú v mieste hĺbenia vrtu vertikalizované, pomohol v istej miere spresniť litológiu. Prevrtaný vápnitý ílovec so siltovcovou prímiesou je jemne bridličnatý až lupenitý, resp. má lastúrnatý rozpad a sú v ňom polohy siltovca a pieskovca hrubé do 0,5 m. V hornine miestami vidno lamináciu a drobné šošovkové a flázerové zvrstvenie.

Aj vrt MVC-2, hĺbený na JV od Modry nad Cirochou, vnikol pod sladkovodnými vrstvami do prešovského súvrstvia. Prevrtal 21,6 m hrubú polohu sivého, miestami tmavosivého vápnitého rozpadavého prachovca s polohami jemnozrnného pieskovca s výkvetmi evaporitov a s morskou bližšie neidentifikovateľnou makrofaunou.

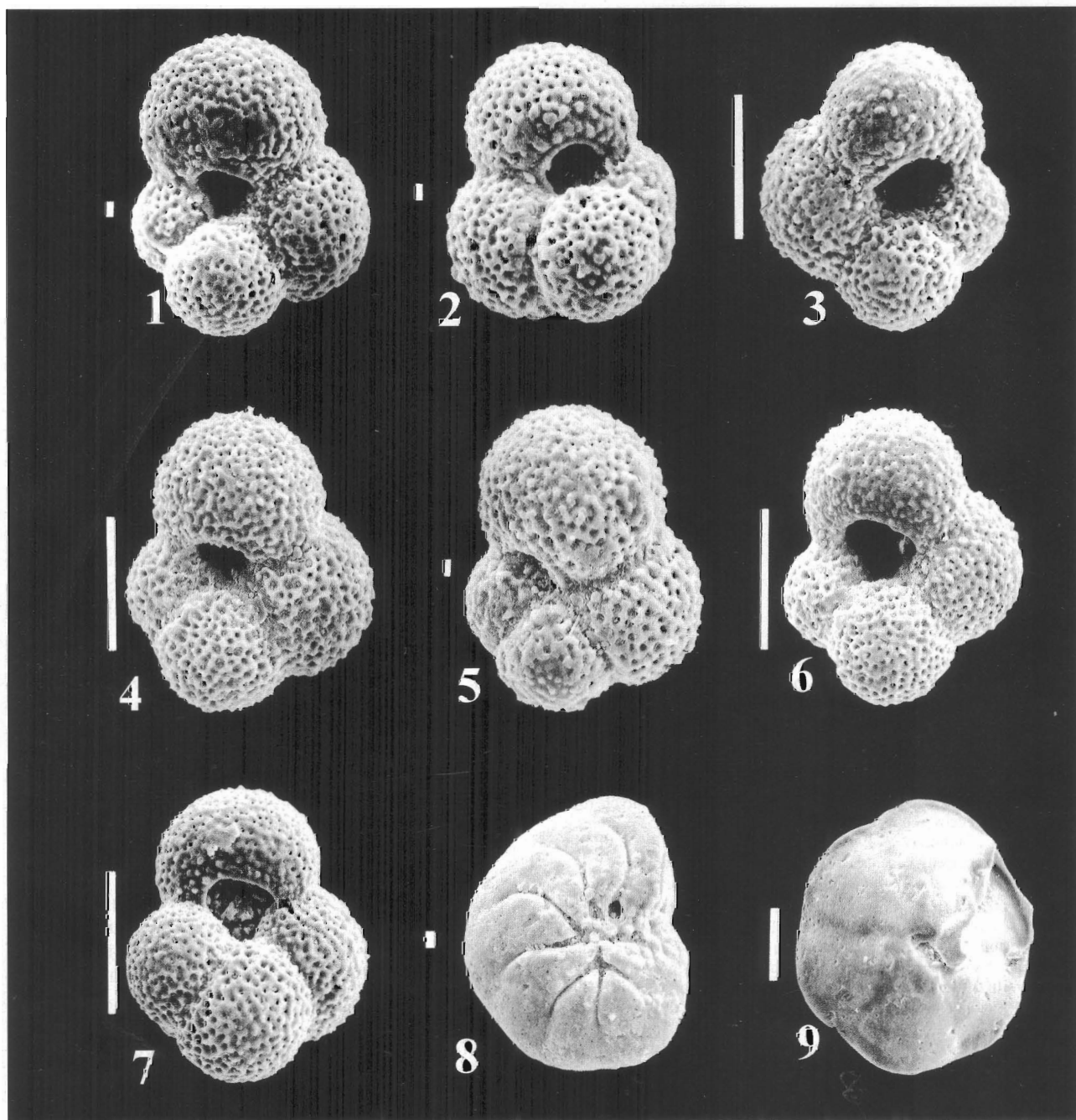
Vo vrte MCV-1 sa ojedinele našli schránky tenkostenných lastúrníkov (*Nucula* sp.) a opísalo sa z neho spoločenstvo foraminifer (obr. 4) *Globigerina lentiana* Rögl, *G. cf. ottangensis* Rögl, *Globotruborotalita rotalita connecta* (Jenk.), *Tenuitellinata angustumbilicata* (Bolli), *Cyclamina praecancellata* Voloshina s prevahou drobných planktonických druhov. Spoločenstvo poukazuje na egenburský vek. Foraminifery boli aj v morských sedimentoch z vrtu MVC-2. Spoločenstvo je plytkovodné a tvorí ho druh *Ammonia beccarii* (L.), *Nonion commune* (Orb.), *Lenticulina cultrata* (Montf.), *Elphidium* sp. (Zlinská, 1993).

Podľa spoločenstva mäkkýšov sedimenty vznikli v plytkomorskom pobrežnom resp. sublitorálnom prostredí s normálnou salinitou a v subtropickom klíme. Lumachely pekténov, ktorých schránky sú často polámané, poukazujú na vznik v zóne silného vlnenia (Seneš, 1955). Plytkovodné prostredie vzniku signalizuje aj spoločenstvo foraminifer z vrtu MCV-2, ale aj MCV-1, najmä vzrastom zakrpatené planktonické foraminifery (Zlinská, 1995). Na epizodické prehĺbenie prostredia poukazujú polohy ílovca so zriedkavou tenkostennou makrofaunou a niektoré sedimentologické znaky. Laminácia prezrádza relatívne silné prúdenie (horný prúdový režim), ak nešlo o sedimentáciu zo suspenzie, čo by aktivitu prúdenia naopak vylučovalo. Sedimentácia laminovaných polôh v každom prípade prebiehala pod úrovňou účinkov vlnenia.

Šošovkové a flázerové zvrstvenia indikujú prúdový režim pri sedimentácii a šošovkové navyše aj prevahu jemného, ílového alebo prachového materiálu nad pieskom. Prevaha jemného materiálu naznačuje väčšiu vzdialenosť od pobrežia (alebo aj väčšiu hĺbku sedimentácie), do ktorého nepreniká piesčitý materiál. Flázerové zvrstvenie naopak vzniká v plytkovodnejšom prostredí, kde prevláda sedimentácia piesku (Collinson a Thompson, 1989).

Sedimenty prešovského súvrstvia v okolí Modry nad Cirochou sú zväčša sklonené na J, JZ pod uhlom od 30 do 85°. Vo vrte MCV-1 sú pozorovateľné významné zmeny sklonu vrstiev. Sklon sa z takmer vertikálneho mení na 45-stupňový (v spodnej časti profilu vrtu), čo potvrdzuje názor starších autorov, že súvrstvie je zvrásnené.

V súvislosti s prešovským súvrstvom pri Modre nad Cirochou treba spomenúť jeho vzťah k laboreckému súvrstviu, ktoré je v tesnej tektonickej aj litofaciálnej príbuznosti s formáciami magurského flyšu, no na druhej strane je vekovo do určitej miery zblížené s prešovským súvrstvom. Andreyeva-Grigorovich (in Matiašovský a Andreyeva-Grigorovich, 2002) v laboreckom súvrství našla spoločenstvá nanoplanktónu zón NN-1 až NN-3, čo zodpovedá spodnému miocénu, egenburgu až otnangu. Prešovské súvrstvie v okolí Prešova obsahuje nanofloru zóny NN-2, takže ide o egenburg. Otnang sa vo východoslovenskej panve doteraz nezistil. Študované súvrstvia sa odlišujú aj litologicky a prostredím vzniku. Prešovské pri Modre nad Cirochou je plytkomorské, výrazne neflyšové, kým laborecké zrejme vzniklo pôsobením turbiditných prúdov a turbidity zvyčajne vznikajú v hlbokomorskom prostredí. Napriek týmto odlišnostiam možno predpokladať, že sedimentačné prostredia oboch súvrství v egenburgu navzájom



Obr. 4. Vybrané druhy spoločenstva foraminifer z prešovského súvrstvia, vrt MCV-1. Biele úsečky = 100 µm. 1, 2 – *Globigerina* ex gr. *praebulloides* Blow, 3, 4 – *Globigerina lentiana* Rögl, 5 – *Globigerinella obesa* (Bolli), 6, 7 – *Globigerina praebulloides praebulloides* Blow, 8 – *Nonion commune* (Orb.), 9 – *Oridorsalis umbonatus* (Rss.). Vrt MCV-1, obr. 1–8 z hĺbky 16,5 m, obr. 9 z hĺbky 36,1 m.

Fig. 4. Selected taxa of foraminiferal assemblage from Prešov Formation, well MCV-1. 1, 2 – *Globigerina* ex gr. *praebulloides* Blow, 3, 4 – *Globigerina lentiana* Rögl, 5 – *Globigerinella obesa* (Bolli), 6, 7 – *Globigerina praebulloides praebulloides* Blow, 8 – *Nonion commune* (Orb.), 9 – *Oridorsalis umbonatus* (Rss.).

komunikovali a spolu vytvárali jeden z koridorov, ktorým egenburská východoslovenská panva komunikovala s ešte neuzavretými flyšovými trogmí vonkajších Karpát.

Na prešovskom súvrství diskordantne ležia *sladkovodné – brakické sedimenty*, pravdepodobne ekvivalenty *sečovského súvrstvia* panónskeho veku. Čechovičov (1952)

opis miocénnych sedimentov na severnom svahu Vihorlatských vrchov sa hodí práve na tieto vrstvy a autor (l. c.) o nich konštatoval, že ležia diskordantne na starších miocénnych vrstvách. Keďže Čechovičov opis sa týka iba sedimentov vystupujúcich na povrch, zodpovedá opisu vrchnej piesčitej časti ich profilu, kým celým ich profi-

lom prenikol vrt MCV-2 (obr. 2), hĺbený na JV od Modry nad Cirochou (obr. 1).

Sladkovodné sedimenty vo vrte MCV-2 možno rozdeliť na vrchnú, prevažne piesčitú časť (do hĺbky 32,5 m), a na spodnú, prevažne pelitickú časť. Rozpadavý pieskovec až piesok vo vrchnej časti profilu je béžovej farby, vápnitý, jemnozrnný a obsahuje vložky, šošovky alebo lavice štrku až slabo tmeleného zlepenca. Jednu šošovku rozpadavého zlepenca hrubú 30 cm, ktorá na krátku vzdialenosť vykliňuje, sme opísali z dna pieskovne na západnom svahu kóty Hrb. Veľkosť desiatich najväčších obliakov kolísala od 8 do 16 cm (priemer 10,2 cm). V populácii obliakov (obr. 3) vysoko prevládá jemnozrnný rozpadavý pieskovec (61,2 %) nad kremeňom (14,6 %), kremítym siltovcom (11,2 %) a paleogénnymi hnedými a sivými rohovcami (5,2 %). Ostatné horninové typy, z ktorých je relatívne najhojnejší dolomit (3,4 %), sú zastúpené iba ako ojedinelé obliaky (sivý vápenec, zelenosivý, kremitý vápenec, dolomitický vápenec, kremenec, zlepenec). Vulkanity reprezentuje iba jeden obliak kyslého tufu. Dominujú obliaky paleogénnych hornín, hlavne pieskovca, menej je kremitých siltovcov a rohovcov pochádzajúcich centrálneokarpatského paleogénu a z vonkajšieho flyšu. Karbonáty príp. kremence, ktorých je podstatne menej, sú pravdepodobne z bradlového pásma alebo z humenského mezozoika. Čechovič uvádza podobné zloženie rozpadavých zlepenecov, ale medzi klastmi spomína aj ostrohranné slieňovcové úlomky. Zlepenec s prevahou obliakov paleogénneho pieskovca podobne spomína aj Karoli (in Žec, ed., 1997). Karoli (l. c.) v pieskovcoch opísal hrubé zvrstvenie (vrstvy hrubé 30–50 cm) s pozitívnym gradačným zvrstvením a s erozívnymi bázami, kde je zvyčajne mikrokonglomerát gradujúci do pieskovca.

Vrt MCV-2 v piesčitých vrstvách neprenikol nijakou polohou štrku či rozpadavého zlepenca, čo potvrdzuje šošovkový charakter vložiek týchto hrubých klastík, ale na druhej strane v spodnej štvrtine piesčitých vrstiev prevrátil dve polohy sivozeleného a hnedozeleného ílovca hrubé 30 cm a rovnako hrubú polohu uhoľného ílu.

Spodná, prevažne pelitická časť súvrstvia je vo vrte MCV-2 hrubá 95,2 m (33,2–128,4 m; obr. 2). Tvoria ju prevažne sivý drobný, miestami kockovito sa rozpadajúci ílovec, v menšej miere prachovec, v hornej časti profilu prevrstvený dvoma tenkými polohami rozpadavého pieskovca (30 a 60 cm) a jednou hrubšou polohou (5,6 m), ako aj jednou lavičkou či šošovkou drobnozrnného zlepenca hrubou 5 cm s dobre opracovanými obliakmi. Okrem toho je vo vrchnej časti pelitických vrstiev niekoľko polôh uhoľného ílu resp. tmavého bituminózneho ílu (10–30 cm) s tenkými vložkami uhlia (5 cm) a 30 cm hrubá lavička hnedého zemitého uhlia. Smerom do podlažia sa hornina mení na rozpadavý siltovec a súčasne sa mení aj jej sfarbenie na zelenosivé, béžové až pestré. V siltovci sú lavice pevného vápnitého siltovca.

Takmer v celom profile prachovcových vrstiev sa vyskytujú tenkostenné schránky sladkovodných mäkkýšov. Z mikrofauny sa našli preplavené kriedové foraminifery a ihlice húb (Zlinská, 1993). Vzorky z povrchových odkryvov spracovala Bystrická (in Leško, 1954) a popri kriedových redepozitoch uvádza aj hyposalinné a plytko-

vodné formy *Rotalia beccarii* Linné a *Elphidium* sp., pravdepodobne redeponované zo spodnomiocénnych sedimentov.

Opísané sedimenty sa usadili v sladkovodnom, najskôr jazernom prostredí. V súvrství je pozorovateľný celkový trend pozitívneho hrubnutia zrna, čo naznačuje možnosť progradačného zapĺňania sedimentačného priestoru riekou tečúcou z oblasti vonkajšieho flyšu. Splavovaný materiál pravdepodobne vytvára deltovú akumuláciu. Nemožno vylúčiť, že vrchná piesčitá časť súvrstvia vznikla v riečnom prostredí, kde boli horšie podmienky pre život fauny ako počas ukladania spodnejších, prevažne siltových vrstiev s pomerne hojnou sladkovodnou faunou.

Vek sladkovodných miocénnych sedimentov v okolí Modry nad Cirochou

Priame biostratigrafické dôkazy o veku sladkovodných sedimentov chýbajú, ale niekoľko nebiostratigrafických indikácií o ich veku jestvuje.

Sladkovodné miocénne sedimenty od Modry nad Cirochou sa biofaciálne od podložínych egenburských sedimentov prešovského súvrstvia výrazne odlišujú. Egenburské sedimenty obsahujú morskú faunu, ale mladšie sladkovodné sedimenty obsahujú sladkovodné mäkkýše a vzácne hyposalinné foraminifery.

Odlišné sú aj úložné pomery oboch súvrství. Kým morské sedimenty sú pomerne strmo až vertikálne sklonené na JZ resp. prevrátené, sladkovodné na nich ležia diskordantne, majú menší a opačne orientovaný sklon, a tak museli vzniknúť až po tektonických pohyboch deformujúcich prešovské súvrstvie.

Meranie remanentného magnetizmu pieskovca vrchnej časti sladkovodných vrstiev (Túnyi et al., in lit.) svedčí o tom, že pieskovec vznikol po rotáciách, ktoré sa odohrali v miocéne v priestore východoslovenskej panvy. Podľa paleomagnetických meraní na východnom Slovensku posledné rotácie 25–30° proti smeru hodinových ručičiek prebiehali v neskorom sarmate alebo pred ním. Fakt, že deklinácia remanentného magnetizmu pieskovca z vrchnej časti sladkovodných vrstiev je totožná s deklináciou stabilnej Európy, naznačuje, že predmetné vrstvy sú mladšie ako sarmatské. Najskôr ide o ekvivalenty sečovského súvrstvia, ktorému sa v istej miere podobajú aj litologicky. Ich spodnú časť tvoria pestro resp. relatívne pestrejšie sfarbené pelity, vrchnú sivé pelity a piesok, teda podobne ako v sečovskom súvrství. V opísanom súvrství sa vyskytuje aj uhoľný íl a slojky zemitého uhlia, čo ho zblízuje s hnojníanskymi vrstvami, uhoľnosným členom sečovského súvrstvia rozšíreným na južnom úpätí Vihorlatských vrchov.

S takouto chronostratigrafickou a litostratigrafickou koreláciou študovaného súvrstvia nekorešponduje to, že v ňom chýba tuf a iné vulkanické horniny a v rozpadavých zlepencoch nie sú andezitové obliaky. Rádiometrický vek vihorlatských andezitových formácií ukazuje, že sa hrubá vulkanická stavba Vihorlatských vrchov sformovala v sarmate, a preto by sa v panónskych sedimentoch andezitový vulkanický materiál mal vyskytovať, lebo vihorlatské stratovulkány (Morské oko, Vihorlat a Sokolský potok) zasahujú do bezprostrednej blízkosti výskytu sladko-

vodných sedimentov. V sutine, ktorá tieto sedimenty zakrýva, vulkanický materiál dominuje.

Absencia vulkanického materiálu v opisovaných vrstvách svedčí o vulkanickom pokoji v čase ich vzniku. Ak by to tak nebolo, musel by sa v opisovaných vrstvách vyskytovať aspoň tuf, alebo tufit. Ak je v týchto sedimentoch vulkanický materiál, musí byť tak jemne dispergovaný, že pri ich makroskopickom opise unikol pozornosti.

Neprítomnosť andezitových obliakov v súvrství núka paralelu so sečovským, ale aj so staršími súvrstviami, a najmä s mladším senianskym súvrstvom východoslovenskej panvy, v ktorých andezitový obliakový materiál chýba tiež, a to napr. aj v pozdišovskom štrku (člen senianskeho súvrstvia, pont), ktorého ekvivalenty sú aj na Bielej hore pri Michalovciach (Vass a Elečko, 1977) v bezprostrednej blízkosti Vihorlatských vrchov, lenže na ich južnom úpätí. Andezitový obliakový materiál sa hojnejšie vyskytuje iba v najmladšom čečehovskom súvrství pliocénneho veku (Vass a Čverčko, 1985). Z toho vychodí, že Vihorlatské vrchy až do pliocénu neboli morfológicky exponované, čo si dosť ťažko predstaviť v súvislosti so stratovulkánmi, ktoré by v čase svojho vzniku mali predstavovať významné morfoštruktúry. Otázka, prečo neboli stratovulkány Vihorlatských vrchov morfológicky exponované pri ich vzniku ani po skončení vulkanizmu, zostáva otvorená. Určite však v pliocéne vystupovali v reliéfe krajiny aspoň tak energicky ako v súčasnosti, lebo v čečehovskom súvrství (pliocén) dominujú andezitové obliaky.

Záver

Sumarizácia súčasných poznatkov o miocénnych sedimentoch na severnom úpätí Vihorlatských vrchov pri Modre nad Cirochou a Belej nad Cirochou potvrdila, že ide o dve súvrstvia resp. ekvivalenty súvrství východoslovenskej panvy – prešovské a sečovské, medzi ktorými je dlhý hiát a uhlová diskordancia.

Prešovské súvrstvie vzniklo prevažne v plytkomorskom prostredí s občasným miernym prehlbovaním. Jeho spodnomiocénny vek je doložený spoločenstvom mäkkýšov a egenburským spoločenstvom foraminifer.

Sečovské súvrstvie vzniklo v jazernom prostredí. Nenašla sa v ňom nijaká biostratigraficky významná fauna. Na jeho postsarmatský vek okrem litologickej podobnosti so sečovským súvrstvom panónskeho veku vo východoslovenskej panve poukazuje aj magnetická deklinácia podobná deklinácii stabilnej Európy. Súvrstvie teda vzniklo po poslednej rotácii, ktorú signalizuje deklinácia vrchnosarmatských vulkanitov východného Slovenska.

Sečovské súvrstvie na severnom úpätí Vihorlatských vrchov sa litologicky rozpadá na dve časti. Vrchná je piesčitá, s polohami zlepenca, ktorého obliaky sú prevažne flyšovej proveniencie, resp. pochádzajú z centrálno-karpatského paleogénu, spodná ílovitá, prevláda v nej pestré, kým vo vrchnej sivé sfarbenie. V súvrství sú polohy uhľového ílu a polohy alebo šošovky zemitého uhlia, ako aj tenkostenná sladkovodná bližšie neidentifikovaná makrofauna.

Literatúra

- Collinson, J. D. & Thompson, D. B., 1989: Sedimentary structures. 2nd ed. Chapman & Hall, London, 1–207.
- Čechovič, V., 1952: Niekoľko poznámok o neogéne východného Slovenska. *Geol. Zbor.*, 3/3–4, 121–133.
- Čechovič, V. & Kavulič, T., 1951: Zpráva o výskyte uhlia pri obci Modra nad Cirochou, okres Humenné. *Manuskript, Geofond Bratislava*.
- Leško, B., 1953: Geológia tektonických jednotiek na východnom Slovensku pri Humennom. *Geol. Zbor.*, 4/1–2, 373–411.
- Maťašovský, M. & Andreyeva-Grigorovich, A., 2002: The Lower Miocene deposits of the Krynica Subunit of the Magura nappe near Humenné (Eastern Slovakia). *ESSE WECA, Abstract Book, Bratislava*, 63–64.
- Seneš, J., 1955: Stratigrafický a biofaciálny výskum niektorých neogénnych sedimentov východného Slovenska na základe makrofauny. *Geol. Práce, Zoš.*, 40, 3–171.
- Vass, D. & Čverčko, J., 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny. *Geol. Práce, Spr.*, 82, 111–126.
- Vass, D. & Elečko, M., 1977: Tvar valúnov a genéza pozdišovskej štrkovej formácie. *Mineralia Slov.*, 9, 1, 43–65.
- Zlinská, A., 1993: Biostratigrafické zhodnotenie vrstov v oblasti Modry nad Cirochou (MCV-1, 2) a Oreského (OV-1, 2, 3). *Manuskript, Geofond Bratislava*.
- Zlinská, A., 1995: Biostratigrafické štúdium miocénnych sedimentov z Modry nad Cirochou na základe foraminifer. *Geol. Práce, Spr.*, 100, 53–56.
- Žec, B., ed., 1997: Geologická mapa Vihorlatských a Humenských vrchov 1 : 50 000. *Bratislava, GSSR*.
- Žec, B., ed., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Prešovských vrchov 1 : 50 000. *Bratislava, GSSR*, 1–254.

Miocene deposits on northern foot-hills of Vihorlatské vrchy Mts., East Slovakia

On the northern foot-hills of the Vihorlatské vrchy Mts. the isolated remnants of the Miocene deposits lay disconformably on the Klippen Belt and the Central Carpathian as well as Outer Flysch Belt Paleogene (Fig. 1).

The Miocene deposits are subdivided into (see Fig. 2):

a) Lower Miocene shallow marine folded deposits corresponding to Prešov Formation of the East Slovakian Basin, Eggenburgian in age. The age is proved by mollusc (Seneš, 1955) and by foraminifers assemblage (Fig. 4). The small forms of planktonic taxa prevail (*Globigerina lentiana*, *Gl. cf. ottangensis*). The deposits originated in a shallow marine environment periodically slightly deepened.

b) Late Miocene lacustrine deposits laying disconformably on folded Prešov Formation and corresponding to Sečovce Formation, Late Miocene (Pannonian) in age. The upper portion of those deposits is built up by friable sandstone and the lower portion is built up by claystone of grey colour, deeper of variegated colour. The lithology is

shown in Fig. 2. The composition of sporadic conglomeratic layers is in Fig. 3. The pebbles of the Paleogene sandstones prevail. It must be noticed the absence of andesite pebbles despite of the andesite strato-volcanoes situated nearby (Vihorlatské vrchy Mts. are a volcanic range) being older as deposits described. In the equivalents of Sečovce Formation only thin shale's of lacustrine molluscs have been found and biostratigraphic index fossils are missing. Thanks to successful paleomagnetic measurements we know that the declination of the sandstone remanent magnetism is close to stable Europe, so the sandstone was not rotated and must be younger than Late Sarmatian, because the Late Sarmatian rocks in Eastern Slovakia region are rotated approx. 25–30° counterclockwise. Beside the lithological affinity of the deposits described to Sečovce Formation of East Slovakian Basin, their non rotated position is one new argument for the correlation of lacustrine deposits on the Vihorlatské vrchy Mts. northern foot-hills with Sečovce Formation, Pannonian in age.

Geologická stavba donovalskej sekvencie

MILOŠ RAKÚS¹, JOZEF HÓK¹, PETER KOVÁČ¹ a PAVEL FECEK²

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

²Hydrocomp Bratislava, Legionárska 1, 831 04 Bratislava

(Doručené 17. 3. 2003, revidovaná verzia doručená 17. 4. 2003)

Geological structure of the Donovaly Sequence

A rock succession cropping out in the Donovaly village vicinity (the Donovaly Sequence) belongs to the Tatricum tectonic unit. The Donovaly Sequence comprises different types of sedimentary rocks in the stratigraphic range of Lower Triassic to Middle Jurassic. A part of quartzites, conglomerates and variegated shales formerly defined as the Lúžna Fm. (Lower Triassic) have been redefined as Carpathian Keuper succession and stratigraphically belong to the Upper Triassic. The Lower Triassic quartzite (Lúžna Fm.), belonging to the Donovaly Sequence, is a leaky-aquifer, with exploitable groundwater.

Key words: regional geology, Tatricum, Carpathian Keuper, Western Carpathians

Úvod

Donovalská sekvencia je odkrytá v širšom okolí Donoválu medzi osadou Jergaly na Z, Bully na J, Mistríky na V a Donoválmi na S (pozri obr. 1). Prvý ju opísal Matějka (in Matějka a Andrusov, 1931) a zaradil ju medzi obalové sekvencie, t. j. do tektonickej jednotky fatrika Západných Karpát. Litologickým obsahom a stratigrafickým zaradením horninových súborov sa podrobnejšie zaoberal Mahel' et al. (1964). Vrstvový sled je opísaný od vrstiev spodnotriasového kremenca po vrstvy svetlého, masívneho vápencu, ktoré sa s istými pochybnosťami zaraďujú do vrchnej jury (malm?). Súvrstvie karpatského keuperu nie je v práci diskutované. Presné stratigrafické zaradenie jednotlivých horninových členov je obťažné vzhľadom na metamorfny postih celej sekvencie. Zo súvrstvia pestrých piesčitých vápencov je doteraz jediný paleontologický údaj, a to brachiopóda *Spiriferina rostrata* (Ziet.). Na základe tohto nálezu možno súvrstvie piesčitých vápencov zaradiť do vyššieho liasu.

Donovalská sekvencia je súčasťou tektonickej jednotky fatrika. V oblasti Donoválu sú v tektonickej superpozícii nad ňou prítomné tektonické jednotky fatrika a veporika.

Interpretáciu tektonickej stavby do značnej miery komplikovalo stratigrafické zaradenie súvrstvia piesčitých zlepencov, pieskovcov, arkóz a bridlíc, ktoré boli predtým pokladané za lúžňanské súvrstvie spodného triasu a tektonicky sa zaraďovali do fatrika, a to pre ich pozíciu v predpokladanom tektonickom nadloží jurských krinoidových vápencov (obr. 2). Na základe podrobného geologického mapovania a výsledkov získaných z profilu vrtu DON-2 (obr. 3) možno dokumentovať, že spomenuté súvrstvie je integrálnou súčasťou vrstevného sledu donovalskej sekvencie. Súvrstvie kremencov, arkóz, zlepencov a bridlíc

patrí facií karpatského keuperu a stratigraficky zodpovedá vrchnému triasu (obr. 4).

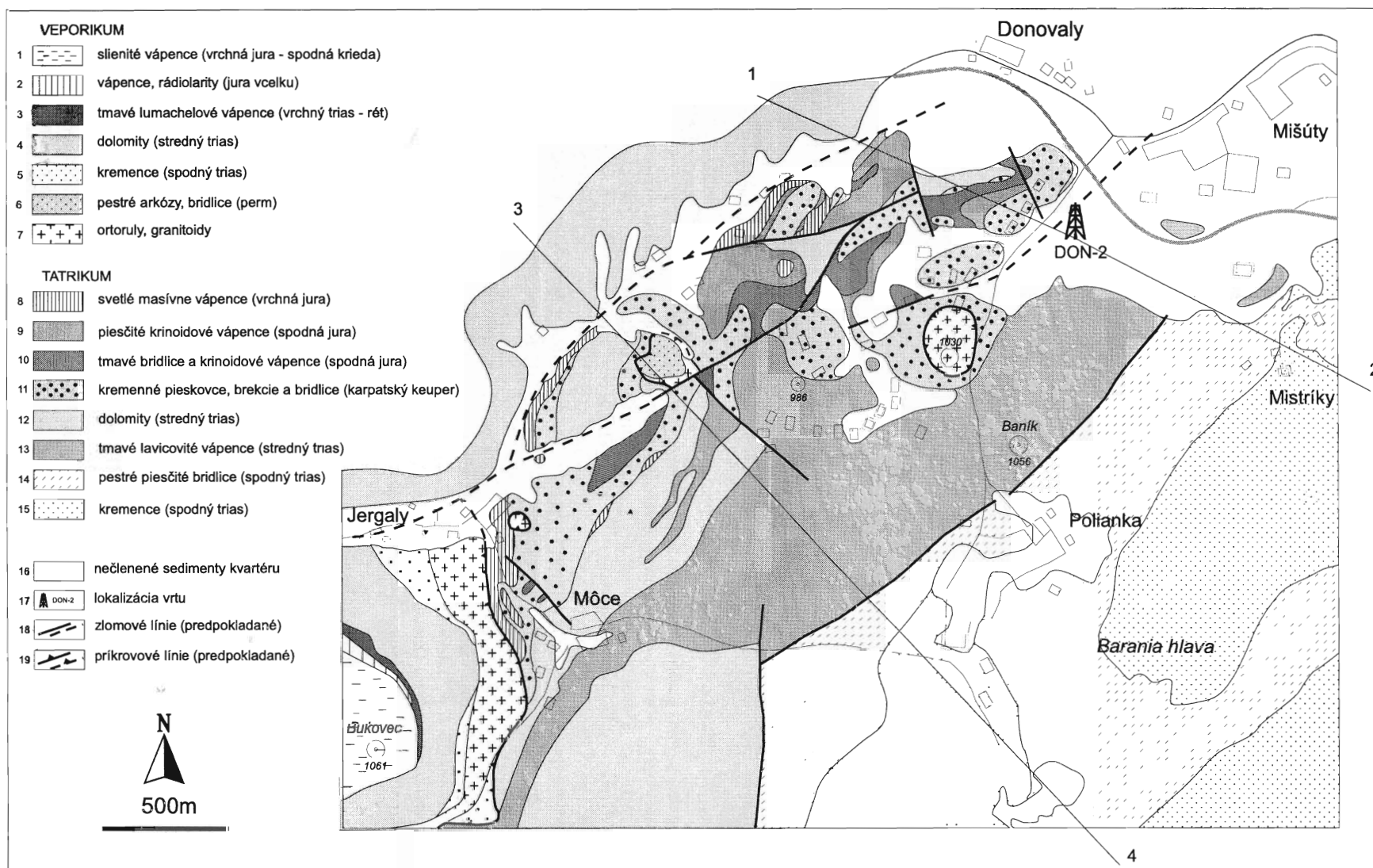
Výsledky a ich interpretácia

Litostratigrafický opis donovalskej sekvencie

Paleozoikum zastupujú svetlé až sivozelené strednozrné granodiority s občasnými porfyrickými výrastlicami ružového žilca, ktoré tektonické procesy často (napr. na V od osady Mistríky) zmenili na mylonity. Vrt DON-2 (obr. 3) ich zastihol v hĺbke 199 m. Podobne ako na povrchu aj vo vrte je časť granitoidov intenzívne mylonitizovaná.

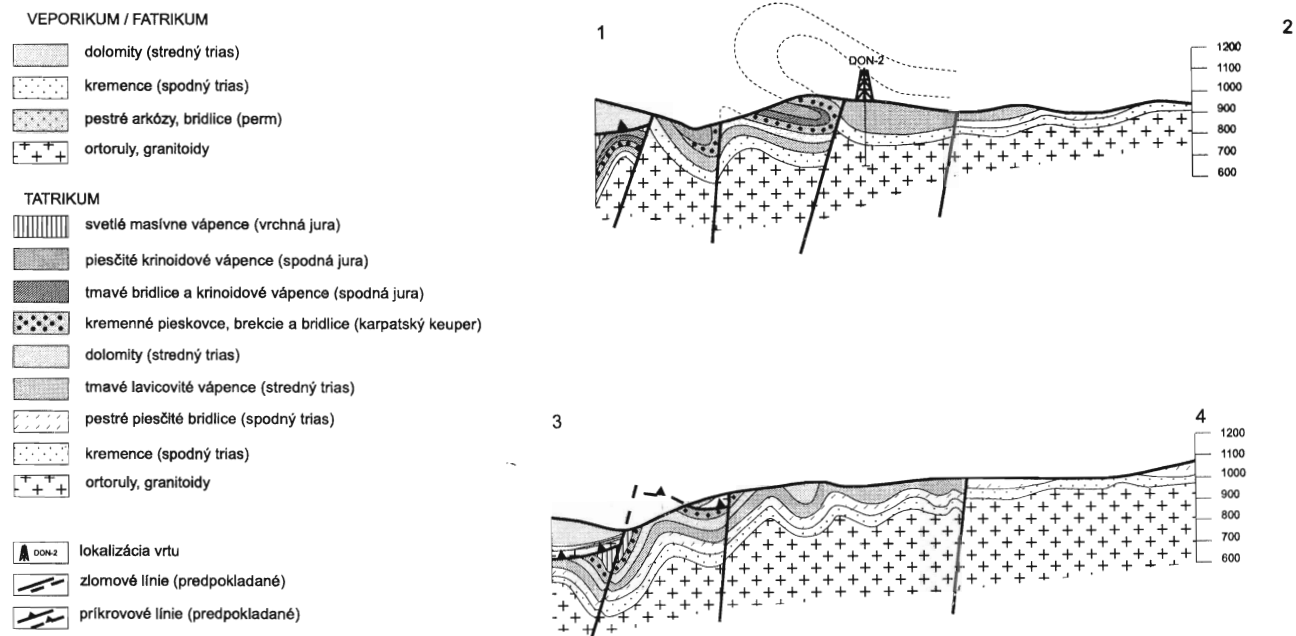
Lúžňanské súvrstvie leží priamo na kryštaliniku. Priamy kontakt je dobre sledovateľný na V od osady Mistríky a nad zárezom štátnej cesty Banská Bystrica – Ružomberok na V od Donoválu. Sedimenty spodného triasu (lúžňanské súvrstvie) sú sivé, sivozelenkasté až sivohnedé lavicovité až doskovité, prevažne jemnozrné (aleurity – psamity), veľmi dobre granulometricky aj litologicky vytriedené kremenné pieskovce (resp. kremence). Pomerne často sú pozorovateľné sedimentárne štruktúry typu gradačného zvrstvenia, rozmyvov (erózne korytá), planárneho šikmého zvrstvenia a v jednom prípade boli pozorované čeriny. V kremencových vrstvách sa sporadicky vyskytujú vložky zelenkastých sericiticko-chloritických bridlíc hrubých do 3 cm. Do nadložia kremence prechádzajú do piesčitých bridlíc väčšinou hnedohrdzavej farby, ktoré sú na čerstvom lome zelenkasté resp. červenkasté. Priechod z kremenca do bridlíc je odkrytý v záreze cesty pri turistickom kempe Kamzík smerom na osadu Mistríky.

Hrúbka kremencov dokumentovaná vo vrte DON-2, je 77 m a hrúbka bridlíc je redukovaná na 2 m. Ich hrúbku na povrchu možno odhadnúť na približne 30 m.



Obr. 1. Geologická mapa.

Fig. 1. Geological map. Veporicum/Fatricum: 1 – marly limestones (Upper Jurassic – Lower Cretaceous), 2 – radiolarites, limestones (Jurassic), 3 – dark organodetritic limestones (Upper Triassic), 4 – dolomites (Middle Triassic), 5 – quartzites (Lower Triassic), 6 – variegated graywackes and shales (Upper Paleozoic), 7 – gneises, granitoids (Paleozoic). Tatricum: 8 – light limestones (Upper Jurassic), 9 – sandy crinoidal limestones (Lower Jurassic), 10 – dark shales and crinoidal limestones (Lower Jurassic), 11 – quartzites, breccia and shales (Upper Triassic), 12 – dolomites (Middle Triassic), 13 – dark limestones (Middle Triassic), 14 – variegated sandy shales (Lower Triassic), 15 – quartzites (Lower Triassic), 16 – Quaternary (undivided), 17 – borehole, 18 – faults, 19 – thrusts.



Obr. 2. Geologické profile donovalskej sekvencie (vysvetlivky pozri pri obr. 1).

Fig. 2. Geological cross-section of the Donovaly Sequence (for explanations see Fig. 1).

Nad sedimentmi spodného triasu vystupujú vrstvy tmavosivého až čierneho hrubolavcovitého až doskovitého vápence (gutensteinské vápence – anis). Častý je výskyt červikovitých vápence, pseudomorfóz po evaporitoch a prejavy dolomitizácie. Mikrofaciálne ide o biomikrity a mikrity. Sporadicky je zastúpená organická zložka – úlomky krinoidov a lamelibranchiát. Vápenec sa pri tektonickom namáhaní na mnohých miestach zmenil na porózne tektonity (rauwoxy), a tak sú primárne znaky horniny často úplne zastreté. Hrúbka vrstiev gutensteinského vápence sa pohybuje okolo 80 m.

V nadloží vrstiev gutensteinského vápence sa nachádzajú prevažne sivé, tmavosivé masívne, hrubolavcovité až lavicovité, celistvé aj rozpadavé dolomity (ramsauske dolomity). Mikrofaciálne prevládajú sparity. Podľa ich pozície a analógie s inými oblasťami Západných Karpát ich zaradujeme do stredného triasu. Hrúbka súvrstvia je okolo 50 m.

Vo vrte DON-2 je karbonátový komplex stredného triasu (rauwoxy, vápenec, dolomit) hrubý 115 m (obr. 3).

Nad horninami karbonátového komplexu, ktorý stratigraficky zaradujeme do stredného triasu, vystupuje komplex hornín pestrého litologického zloženia. Prevažne ho tvorí zlepenec, piesčité zlepenec s vložkami (hrubými 5–30 cm) až telesami (s maximálnou hrúbkou 25 m) pestrých bridlíc. V stratigrafickom nadloží týchto sedimentov je komplex vrstiev tmavého slieňovca a piesčito-krinoidového vápence. Je bazálnym členom skupiny hornín stratigraficky zaradovaných do spodnej jury. Na základe nepochybnej pozície v nadloží karbonátov stredného triasu a v stratigrafickom podloží hornín spodnej jury zaradujeme horninový komplex piesčitých zlepenecov a pestrých bridlíc do vrchného triasu a pokladáme ho za súčasť litologicky pestrého súboru hornín karpatského keupera.

Spomenutý komplex obsahuje prevažne vrstvy svetlosivého, často pestrého (v závislosti od množstva a sfarbenia klastov) masívneho až hrubolavcovitého a v prevažnej miere strednozrného až hrubozrného kremitého piesčitého zlepenca až zlepenecového pieskovca. Klasty sú polopracované, ale našli sa aj opracované až neopracované. Sediment je granulometricky nevytriedený. Zdokumentované boli gradačné zvrstvenia a v jednom prípade aj korytový rozmyv. Vo vrstvách pieskovca resp. piesčitého zlepenca sa vyskytujú nepravidelne vyvinuté vrstvy až telesá pestrých (najčastejšie sivozelených, sivočervených, zriedka tmavých) ílovitých a piesčitých bridlíc, ktorých hrúbka kolíše od niekoľkých centimetrov do niekoľkých metrov. Najkompletnejší profil súvrstvia je sledovateľný na V od osady Jergaly. Hrúbka súvrstvia je okolo 50 m.

Nad sedimentmi karpatského keupera vystupuje (Kulímanová et al., 1983) komplex sivých až tmavosivých slieňovcov s lavicami sivého piesčito-krinoidového vápence. Piesčité zložka je rozložená nepravidelne a často selektívne vyvetráva. Zrnká klastického kremeňa sú veľké od 5 do 10 mm. Vápence sú mikrosparity, v prípade väčšieho podielu kremeňa až psamity. Slieňovce majú pelitovú štruktúru. Stratigraficky horniny zaradujeme *per analogiam* do spodnej jury (hetanž). Celková hrúbka vo vrstvovom slede je okolo 30 m.

Spomenutý komplex vápencov a slieňovcov prechádza do nadložia do sivých až tmavosivých a postupne do červených, ružových až hnedastých lavicovitých, piesčitých, organodetrítických a oolitických vápencov. Časté sú akumulácie – vrstvičky (hrubé 5–10 cm) pieskovca s ostrohrannými úlomkami kremeňa a so šikmým zvrstvením. Smerom do nadložia sa v profile objavuje sivý krinoidový vápenec. Vrstvy červeného a ružového krinoidového vápence sú typické veľkým podielom kremeňa (35–40 %). Komplex piesčitých krinoidových vápencov sa končí

(m)	litológia Lithology	Opis Description	
0,0 - 5,3		obliaky kremencov, vápencov a dolomitov, kamenitá hlina, ilovitá hlina - deluviálne sedimenty (kvartér)	
5,3 - 36,8	1 2	metamorfovaný tmavý, masívny vápenc s kalcitovými žilkami, od 12,0m rozdrvený 13,6 - 14,5 m výnos jadra ca 10%, žlté rauwaky 19,0 - 22,5 žlté rauwaky Metamorfovaný, tmavý, masívny vápenc, miestami prechádzajúci do svetlého mramoru 36,8 - 38,8 žlté rauwaky	
38,8 - 47,0	3	svetlý masívny dolomit s ostroranným rozpadom	
47,0 - 48,5		tmavý, silne tektonicky postihnutý vápenc 48,0 - 48,5 svetlý mramorovaný vápenc 48,5 - 51,4 svetle tektonicky postihnuté dolomity	
51,4 - 70,0		tmavý až čierny brekciovitý vápenc, intenzívne tektonicky postihnutý	STREDNÝ TRIAS
70,0 - 119,0		žlté rauwaky a polohami rauwakizovaných dolomitov 105,0 - 107,2 červenastý doskovitý skrasovaný vápenc žlté rauwaky	
119,0 - 122,0	4	119,0 - 122,0 metamorfovaná sivá červenastá tenkolaminovaná bridlica	
122,0 - 199,0	5	doskovitý až masívny sivý a fialový kremenný pieskovec až kremenc s roztrúseným zrudnením (chalkopyrit ?)	SPODNÝ TRIAS
199,0 - 260,50	6	Zvetraná a tektonicky postihnutá granitoidná hornina 202,5 - 203,5 tektonicky prepracovaný granitoid 205,3 - 206,5 tektonicky prepracovaný granitoid 221,8 - 230,0 tektonicky prepracovaný granitoid 242,0 - 246,5 tektonicky prepracovaný granitoid 253,0 - 259,0 tektonicky prepracovaný granitoid	PALEOZOIKUM sivozelený strednozrnný až hrubozrnný granitoid

kondenzovaným horizontom s hematitickou(?), stromatoliticou kôrou a chloritom, nad ktorým je vrstvička (2–3 mm) zeleného slieňovca. Už spomenutý nález *Spiriferina rostrata* (Ziet.) pochádza z vrstiev červeného a ružového vápenc (Mahel' a Buday, 1968) a na jeho základe možno vápence stratigraficky zaradiť do vyššieho liasu. Hrúbka súvrstvia je asi 75 m.

V priamom stratigrafickom nadloží kondenzovaného horizontu sú vrstvy masívneho bieleho, béžového až ružovkastého jemnozrnného mramorizovaného vápenc s biosparitovou štruktúrou. Bioklasty sú zastúpené krinoidmi a lastúrnikmi. Na základe pozície vo vrstvovom slede a analógie zaradujeme vrstvy svetlého vápenc do strednej jury – dogeru. Opísané vápencové vrstvy sú najvyšším litostratigrafickým členom donovalskej sekvencie a ich odhadovaná hrúbka je okolo 30 m.

Tektonické pomery

Horninový komplex donovalskej sekvencie sa generálne skláňa na Z a tam sa ponára pod tektonickú jednotku fatrika, reprezentovanú na báze dolomitmi stredného triasu.

Od V na Z sa dá sledovať aj narastanie deformácie (obr. 2). Východnú časť tvorí mierne zvrásnený komplex hornín spodného až stredného triasu. V západnej časti sa zachovali najvyššie členy vrstvového sledu a horniny sú zvrásnené až do tej miery, že sa dajú identifikovať izoklinálne a ležaté vrásy. Vrásové osi sa ponárajú generálne na JZ. Vergencia vrásových rovin poukazuje na smer tektonického transportu od IV na SZ.

Zlomy vytvárajú uniformný systém so smerom SV–JZ a sklonom na SZ. Na ne sú kolmo orientované mladšie zlomy smeru SZ–JV so sklonom na JZ (obr. 1). V oboch prípadoch prevláda poklesová zložka pohybu v smere sklonu zlomovej plochy, aj keď v prvom možno pozorovať aj šikmé horizontálne posuny (sinistrálny pohyb).

Nad donovalskou sekvenciou je v tektonickej pozícii veporikum, ktoré zastupujú denudačné zvyšky granitoidných hornín a rudimentárne zachované sedimenty permu. V oblasti kóty Bukovec (1061 m n. m.) do veporika zaradujeme vrstvový sled od kryštalinika po sedimenty spodnej kriedy. Do fatrika začleňujeme komplex mezozoic-

Obr. 3. Profil vrtu DON-2.

Fig. 3. The DON-2 borehole log. Middle Triassic: 1 – dark limestones, 2 – rauchwackes, 3 – gray dolomites; Lower Triassic: 4 – variegated shales, 5 – quartzites; Paleozoic: 6 – granitoids (partly mylonitized).

ÉRA	PERIÓDA	STUPEŇ		Ma	(m)	LITOLÓGIA
MEZozoikum	KRIEDA	MÁSTRICHT		65,0 71,3		
		KAMPÁN		83,5		
		SANTÓN		85,8		
		KOŇAK		89,9		
		TURÓN		93,5		
		CENOMAN		98,9		
		ALB		112,2		
		APT		121,0		
		BARÉM		127,0		
		HOTERIV		132,0		
		VALANGIN		137,0		
		BERIAS		144,2		
	JURA	TITÓN		150,7		
		KIMERIDŽ		154,1		
		OXFORD		159,4		
		KELOVEJ		164,4		
		BAT		169,2		
		BAJOK		176,5		
		ÁLEN		180,1		
		TOARK		189,6		
		PLIENSBACH	DOMÉR KARLX	195,3		
		SINEMÚR	LOTARING SINEMÚR SS.	201,9		
		HETANŽ		205,7		
	TRIAS	RÉT		209,6		
		NORIK	SEVAT			
			ALAUN			
			LÁK	220,7		
		KARN	TUVAL			
			JUL	227,4		
		LADIN	LONGOBARD			
			FASAN	234,3		
		ANIS	ILÝR			
			PELSÓN			
			BITYŇ			
			EGEJ	241,7		
PALEOZOikum		SKÝT		248,2		
	VRCHNÉ	PERM		290,0		
		KARBÓN		362,5		
PALEOZOikum	SPODNÉ					

Obr. 4. Litostratigrafická tabuľka donovalskej sekvencie.

Fig. 4. Lithostratigraphic column of the Donovaly Sequence (for explanations see Tatricum in Fig. 1).

kých hornín amputovaný od jeho kryštalinického podložia, ktorý vystupuje hlavne na Z a S od donovalskej sekvencie.

Hydrogeologické výsledky vrtu DON-2

Vrt DON-2 sa vyhlbil s cieľom zdokumentovať doplnkový zdroj podzemnej vody v oblasti Donová, ktorá má pri minimálnej výdatnosti hlavného zdroja – prameňa Pod javorom – nedostatok pitnej vody. Investorom prieskumu boli Stredoslovenské vodárne a kanalizácie, š. p., Banská Bystrica (teraz Stredoslovenská vodárenská spoločnosť, a. s.).

Hlavným kolektorom podzemnej vody je lúžňanské súvrstvie, prevažne kremence s puklinovou priepustnosťou (122–199 m), miestami zvýraznenou tektonickým porušením. Najpriepustnejšie intervaly boli overené karotážou v hĺbke 127–130 a 139–144 m. Na vrte sa pri čerpacej skúške dosiahla maximálna výdatnosť $Q = 8,36 \text{ l s}^{-1}$. Na využívanie sa odporučila výdatnosť $Q = 5,0 \text{ l s}^{-1}$ ako trvalo využiteľné množstvo, na špičkové využívanie (na 33 a 48 dní) výdatnosť $Q = 7,3 \text{ l s}^{-1}$ resp. $Q = 6,5 \text{ l s}^{-1}$, čo je dostatočné na prekrytie období s nedostatkom vody. Pre vrstvu kremencov spodného triasu sa stanovil koeficient prietochnosti $T = 9,16 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Podzemná voda z vrtu DON-2 je kalciovo-magnéziovo-bikarbonátového typu s celkovou mineralizáciou 190–210 mg l^{-1} , so slabou alkalickou reakciou (pH 7,3–7,6) a teplotou 8,6–8,8 °C. Kolektor má veľmi dobré podmienky dopĺňania a v členení horskom teréne neočakávane vysokú výtláčnu výšku 34,85 m od terénu na kótu 927,15 m (6. 9. 2001).

Vyčlenenie karpatského keuperu vo vrstvovom slede donovalskej sekvencie a jeho odlíšenie od bazálneho obalového mezozoika sa isto odrazí v názoroch na tvorbu a obeh podzemnej vody v celej oblasti jergalskej skupiny prameňov. To je už otázka budúcnosti a vyžaduje si prehodnotenie niektorých záverov postavených výlučne na spodnotriasovej príslušnosti kremencov.

Diskusia a záver

Na základe podrobného geologického mapovania bola litostratigrafická postupnosť donovalskej sekvencie doplnená o súvrstvie karpatského keuperu (vrchný trias). Treba poznamenať, že stratigrafické zaradenie vrstiev pestrého piesčitého zlepenca a bridlíc do vrchného triasu vychádza z ich pozície vo vrstvovom slede a z rozdielov v litologickom charaktere sedimentov. Paleontologicky ide o sterilné súvrstvie a pokusy odlišiť horniny spodného triasu (lúžňanské súvrstvie) a vrchného triasu (karpatský keuper) na základe petrografického výskumu a metódou porozimetrickej neprišli o očakávané výsledky. Rozdiely medzi súvrstviami sú z litologického hľadiska. Všeobecne možno konštatovať, že sedimenty spodného triasu (lúžňanské súvrstvie) sú jemnozrnnéjšie, lepšie vytriedené, s častými synsedimentárnymi štruktúrami a len s rudimentárne zastúpenými bridlicami (s výnimkou tzv. verfenských bridlíc v stratigrafickom nadloží). Sedimenty, ktoré podľa ich vystupovania vo vrstvovom slede donovalskej sekvencie zaraďujeme do vrchného triasu (karpatský keuper), sú hrubozrnnéjšie, zle vytriedené, bez sedimentárných štruktúr. Dôležitým znakom je podstatné zastúpenie bridlíc v profile súvrstvia.

Literatúra

- Matějka, A. & Andrusov, D., 1931: Guide des excursions dans la Carpathes Occidentales. *Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ., Sv. 13A*, 263–289.
- Mahel, M., Andrusov, D., Buday, T., Franko, O., Ilavský, J., Kullman, E., Kuthan, M., Matějka, A., Mazúr, E., Roth, Z., Seneš, J., Scheibner, E. & Zoubek, V., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000. *Ústr. úst. geol., Bratislava*, 127–128.
- Kullmanová, A., Rakús, M. & Biely, A., 1983: Charakteristické litostratigrafické profily mezozoika Nízkych Tatier. *Manuskript, archív ŠGÚDŠ Bratislava*, 43.

Geological structure of the Donovaly Sequence

The paper deals with the lithostratigraphy of Donovaly Sequence in the Donovaly village vicinity (Central Slovakia, Fig. 1). The Donovaly Sequence belongs to the Tatricum sub-autochthonous tectonic unit of the Central Western Carpathians (Matějka and Andrusov, 1931). Pointed geological mapping enabled to complete the Donovaly Sequence lithostratigraphic succession (Fig. 4) with the Carpathian Keuper rock complex (Upper Triassic). This rock complex was formerly ranged to the Lower Triassic (Lúžna Fm.). Paleontologically are both rock successions without fossil remnants. Rearrangement into Upper Triassic was made mainly from the point of view of their position in rock sequence and lithology differences as well as results of the borehole DON-2 evaluation

(Fig. 3). The Lúžna Fm. sediments are sandstones generally fine-grained, layered, fine sorted, with frequent occurrence of cross-bedding, erosive channels and rare ripple marks. On the contrary, in the Carpathian Keuper sediments are prevailing coarse-grained conglomerates to sandy conglomerates with intercalations of variegated shales. They are generally non-layered and synsedimentary structures are very scarce. The Donovaly sequence is tectonically overlaid by the Veporicum and the Tatricum tectonic units. Tectonic deformation of the Donovaly sequence increases generally from the east to west (SE–NW). Folds indicated top to the NW tectonic displacement (Fig. 2).

Significance of *Praeglobotruncana* ex group *turona* (Olbertz, 1942) in the Cretaceous of the Bohemian Basin and Western Carpathians for the biostratigraphy of the Turonian

JOZEF SALAJ¹ and DANA ŠTEMPROKOVÁ-JÍROVÁ²

¹Geological Institute of the Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, 846 26 Bratislava, Slovak Republic

²Department of Paleontology, Faculty of Science, Charles University, Albertov 6, 128 43 Praha 2, Czech Republic

(Received 5 February 2003, revised version 17 March 2003)

Abstract

Distribution of *Praeglobotruncana turona* (Olbertz, 1942) in the Turonian of the Bohemian Basin and the Western Carpathians was studied. Differentiation in the morphology of the tests and the evolutionary trends of the species *P. turona* was found.

Key words: Tethyan, boreal, Western Carpathians, Turonian, planktonic Foraminifera, paleogeographic differentiation

The species *Praeglobotruncana turona* (Olbertz, 1942) was described from the Cretaceous strata of Westfalen as *Globigerina* (*Globotruncana*) *marginata turona* n. subsp., p. 135–136, Tab. 5, Figs. 3a–c. Its distribution in the Turonian ranges from the “Labiatus Schichten” to “Scaphiten Schichten”. In the uppermost Turonian (Lower Emschurian) it is not present (Olbertz, 1942, p. 148). This species is evolved from the genus of *Whiteinella* Pessagno, 1967.

In the Western Carpathians the microfauna in the upper part of the Helvetica Zone of the Upper Turonian is impoverished due to the formation of an isolated northern Tethyan branch (Salaj and Gašpariková, 1979). The upper part of the typical Helvetica Zone in the Western Carpathians is well developed and it is characterized by the first occurrence of *Caronita sigali* (Reichel) and *Caronita marianosi* (Douglass), which are evolved from *Dicarinella biconvexa* (Samuel and Salaj) and *Dicarinella fusani* (Salaj and Samuel).

The Upper Turonian in the Western Carpathians contains index species like *Falsomarginotruncana schneegansi* (Sigal) emend. (Caron) and *Falsomarginotruncana coronata* (Bolli) and in the Cretaceous of the Bohemian Basin it contains *Falsomarginotruncana coronata* (Bolli). But the populations of globotruncanas described from Tunisia by Salaj (1986) are very rare or missing in the Western Carpathians.

In the Cretaceous of the Bohemian Basin *Praeglobotruncana turona* (Olbertz) begins to appear at the boundary between the Middle and Upper Turonian. This species is more distributed in the Upper Turonian (e. g. Leňšice–Poustka and Upohlavy).

A common feature for all the mentioned areas is an abundant occurrence of calcareous benthic Foraminifera in the Middle and especially in the Upper Turonian e. g. *Praebulimina*, *Tappanina*, *Virgulina*, *Stilostomella*, *Gavelinella* and others (Štemproková-Jírová, 1963, 1975;

Hradecká, 1996). Similarly, in the same areas large genera of agglutinated Foraminifera (*Tritaxia*, *Arenobulimina*, *Marssonella*, *Gaudryina*, *Ammobaculites*, and *Dorothia*) are represented testifying to an oxidized environment of a shallow (100–200 m deep) external platform.

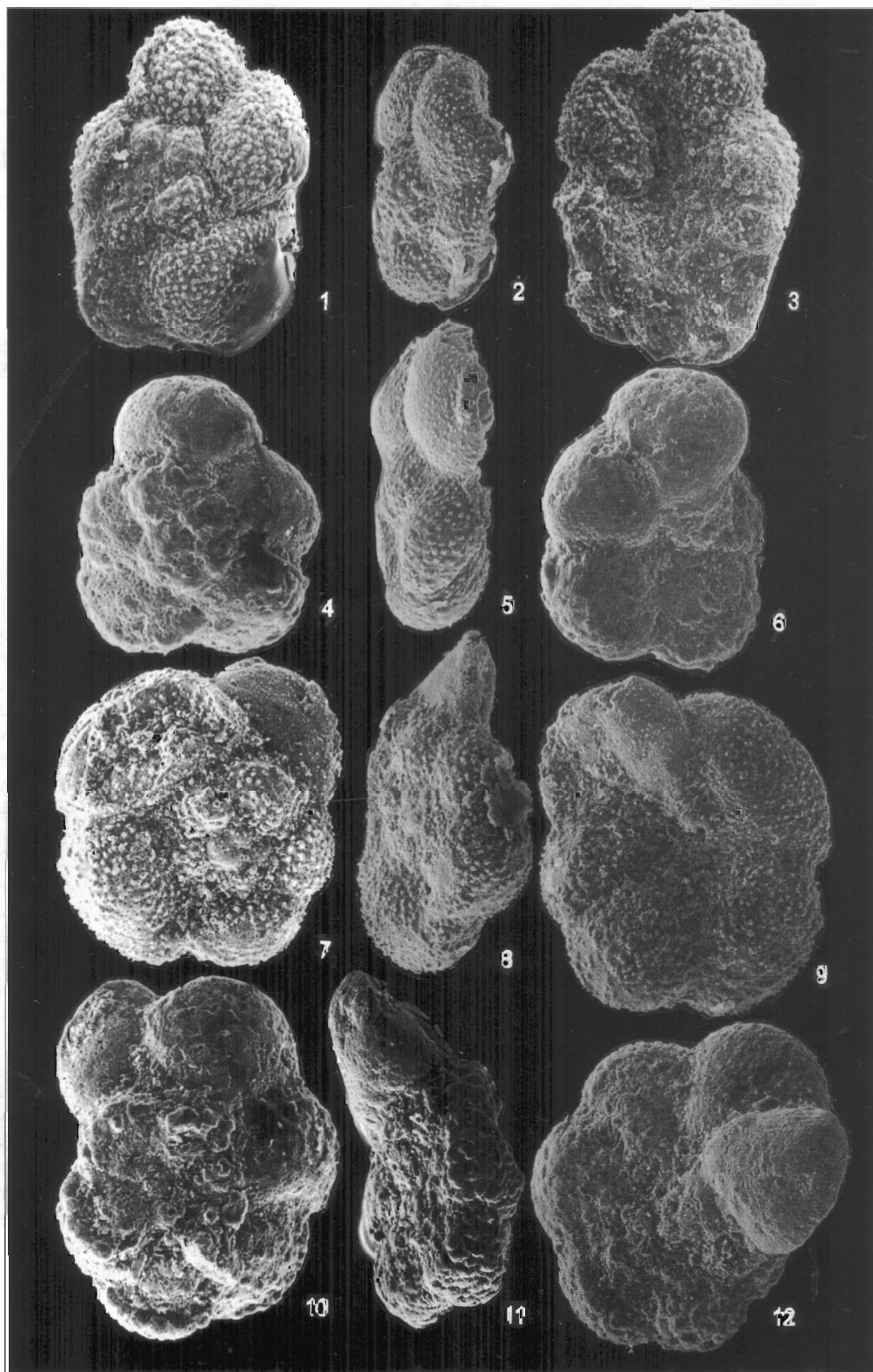
The problems of the upper part of the Helvetica Zone with respect to the paleogeographic differentiation in Tethyan and Boreal areas were studied by Salaj and Štemproková (in press). It was found that *Praeglobotruncana turona* (Olbertz) does not appear in Tunisia. The species determined by Salaj (1980) as *Praeglobotruncana turona* corresponds to the species: *Praeglobotruncana kalaati* in Robaszynski et al. (1990), which occurs rarely in the Late Turonian of the Bohemian Basin as well as in the Western Carpathians. The varieties of this consist of a different development of keels: the first keel occurs mainly on the latest three chambers, the first two of the last whorls have two closely spaced keels. We consider this feature as important from the phylogenetical point of view as we suppose that the species *Praeglobotruncana turona* is evolved from *Dicarinella* ex gr. *imbricata* (Mornod) and is the ancestral form of *Falsomarginotruncana schneegansi* (Sigal) emend. (Caron). The chambers of representatives of *Praeglobotruncana turona* from the Cretaceous of the Bohemian Basin have predominantly a single keel or very closed keels on the last three chambers of the last whorl.

Paleontological description

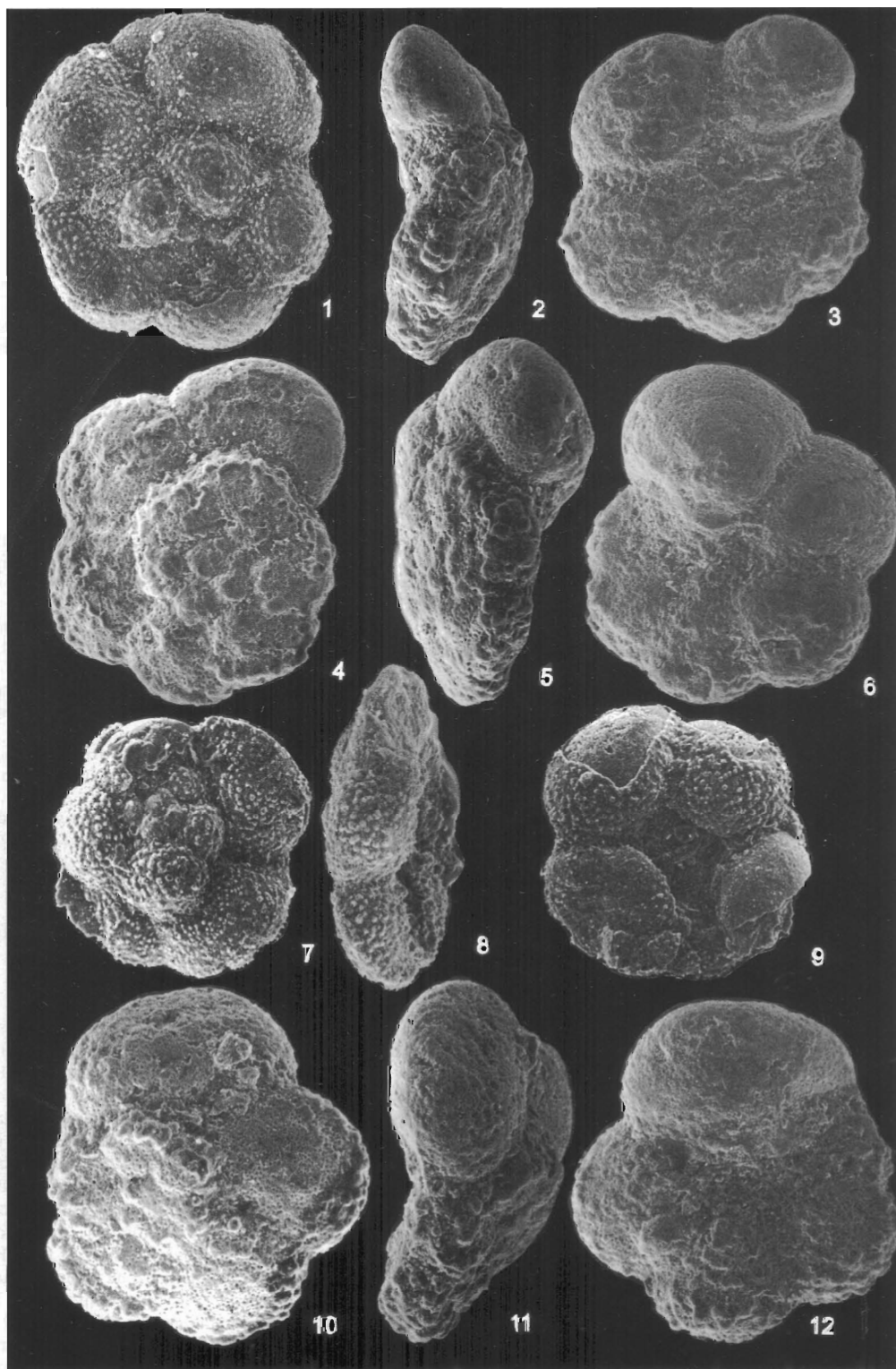
Praeglobotruncana turona (Olbertz, 1942)

syn.: *Caronita turona* (Olbertz) Salaj and Štemproková-Jírová, Acta. Univ. Carol., Geol. (in press)

1942 *Globigerina* (*Globotruncana*) *marginata turona* n. subsp. Olbertz, Tab. 5, Figs. 3a–c



Pl. 1. 1–3 – *Praeglobotruncana* aff. *turona* (Olbertz) Cretaceous of the Bohemian Basin, Lenešice-Pouška, 60 cm above “coprolite layer”, early Late Turonian, 4–6 – *Praeglobotruncana* aff. *turona* (Olbertz) Western Carpathians, Vieska-Bezdedov, upper part of the Middle Turonian (Helvetica Zone-Caronita sigali Subzone), 7–9 – *Dicarinella* sp. cf. *Praeglobotruncana kaalati* Robaszynski et al., Cretaceous of the Bohemian Basin, Lenešice-Pouška, 1.85 m below “coprolite layer”, early Late Turonian, 10–12 – *Dicarinella* sp. cf. *Praeglobotruncana kaalati* Robaszynski et al., Western Carpathians, Vieska-Bezdedov, uppermost Middle Turonian, Caronita sigali Subzone.



Pl. 2. 1–3 – Intermediate form between *Praeglobotruncana turona* (Olbertz) and *Falsomarginotruncana schneegansi* (Sigal) emend. (Caron) Western Carpathians, Vieska-Bezdedov, uppermost Middle Turonian, Caronita sigali Subzone, 4–6 – Intermediate form between *Praeglobotruncana turona* (Olbertz) and *Falsomarginotruncana schneegansi* (Sigal) emend. (Caron) Western Carpathians, Vieska-Bezdedov, uppermost Middle Turonian, Caronita sigali Subzone, 7–9 – *Praeglobotruncana* cf. *elata* Lamolda Cretaceous of the Bohemian Basin, Lenešice-Poustka, 60 cm above “coprolite layer”, early Late Turonian, 10–12 – Intermediate form between *Praeglobotruncana turona* (Olbertz) and *Falsomarginotruncana schneegansi* (Sigal) emend. (Caron). Western Carpathians, Vieska-Bezdedov, uppermost Middle Turonian.

Test biconvex, coiled in a low trochospiredorsal side slightly inflated, ventral side less inflated, sutures on the dorsal side slightly curved, raised; sutures on the umbilical side radial and depressed on the umbilical side primary aperture extraumbilical-umbilical, variable from large to relatively small.

Equatorial periphery – with single keel or no true keel but line pustules or two closely keels on the three latest chambers.

The last whorl is composed of 4 1/2 – 6 chambers. Surface of the chambers covered by abundant pustules.

Conclusion

The relationships of *Praeglobotruncana turona* with the related forms of the species are studied from the upper part of the Middle Turonian and early Late Turonian in the Bohemian Cretaceous Basin, Western Carpathians and Tunisia. These studies prove that the Turonian species from the Cretaceous of the Bohemian Basin and the Western Carpathians are identical. In the Tethyan area *Praeglobotruncana turona* (Olbertz) is not present. This area in the upper part of the Helvetoglobotruncana helvetica Zone is characterized by *Caronita sigali* (Reichel) and *Caronita marianosi* (Douglas).

References

- Caron, M., 1978: Sur la validité de quelques espèces de *Globotruncana* du Turonien et du Coniacien. *Actes VIe Coll. Afr. Micropaléont. Ann. Mines Géol. (Tunis)*, 28, 329–345.
- Caron, M., 1985: Cretaceous planktonic foraminifera. In: H. M. Bolli, J. B. Saunders & K. Perch-Nielsen (eds.): *Plankton Stratigraphy*. Cambridge Univ. Press., 17–86.
- Douglas, R. G., 1969: Upper Cretaceous planktonic foraminifera in Northern California. *Micropaleontology*, 15, 151–209.
- Hradecká, L., 1996: *Gavelinella* Brotzen, 1942 and *Lingulogavelinella* Malapris, 1969 (Foraminifera) from the Bohemian Cretaceous Basin. *Sbor. geol. Věd, Paleont.*, 33, 79–96.
- Lamolda, M. A., 1977: Los Marginotruncaninae del Turoniense Vasco-Catalesico. *Rev. esp. Micropaleont.*, 9, 3, 381–410.
- Olbertz, G., 1942: Untersuchung zur Mikrostratigraphie der Oberen Kreide von Westfalen (Turon- Emscher-Untersenon). *Paläont. Z. (Stuttgart)*, 23, 1/2, 1–35.
- Reichel, M., 1950: Observation sur les *Globotruncana* du Gisement de la Breggia (Tessin). *Eclogae geol. Helv.*, 42, 596–617.
- Robaszynski, F., Caron, M., Dupris, Ch., Amédéo, F., González-Donoso, J. M., Linares, D., Hardenbol, J., Gartner, S., Calandra, F. & Delloffre, R., 1990: Attentative integrated stratigraphy in the Turonian of Central Tunisia: Formations zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 14, 1, 213–384.
- Salaj, J., 1980: Mikrobiostratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunisie septentrionale et orientale (hypostratotypes tunisiens). *Bratislava, GÜDS, Vyd. D. Štúra*, 1–238.
- Salaj, J., 1986: Proposition of Turonian boundaries of the Tethyan Realm on the basis of foraminifers. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 483–499.
- Salaj, J. & Gašpariková, V., 1979: Microbiostratigraphy of the Upper Cretaceous of the West Carpathians on the basis of foraminifers and nannofossils and the questions of relation and migration of Boreal and Tethyan elements. *Symp. Deutsche Kreide Muenster 1978. Kreide Europas IUGS, AG*, 279–291.
- Salaj, J. & Štemproková-Jírová, D. (in press): Systematic problems of some genera in the superfamily Globotruncanacea Brotzen, 1942. *Acta Univ. Carol., Geol. (Praha)*.
- Salaj, J. & Štemproková-Jírová, D. (in press): Remarks on the Turonian microbiostratigraphy in the Tethyan and Boreal realms. *Acta Univ. Carol., Geol. (Praha)*.
- Štemproková-Jírová, D., 1975: The genus *Praebulimina* (Foraminifera) from the Upper Cretaceous of Bohemia, Czechoslovakia. *Acta Univ. Carol., Geol.*, 3, 249–259.
- Štemproková-Jírová, D., 1963: The genus *Tappanina* and *Loxostomum* from the Bohemian Cretaceous. *Acta Univ. Carol., Geol.*, 2, 141–147.
- Význam druhu *Praeglobotruncana ex gr. turona* (Olbertz, 1942) pre biostratigrafiu turónu českého kriedového bazéna a karpatskej kriedy*
- Druh *Praeglobotruncana turona* (Olbertz, 1942) bol opísaný z vestfálskej kriedy patriacej do boreálnej biogeoprovincie a je rozšírený v turóne od „Labiatus Schichten“ do „Scaphiten Schichten“. V najvrchnejšom turóne (= spodný emšer) sa nevyskytuje (Olbertz, 1942).
- V českom kriedovom bazéne, patriacom tiež do boreálnej geobioprovincie, sa druh *Praeglobotruncana turona* (Olbertz) začína objavovať na rozhraní stredného a vrchného turónu. Vzácné sa vyskytuje už v najvrchnejšej časti zóny Helvetoglobotruncana helvetica, ale najrozšírenejším je až vo vrchnom turóne v zóne Falsomarginotruncana schneegansi, a to spolu s *Falsomarginotruncana schneegansi* (Sigal) emend. (Caron) a *Falsomarginotruncana coronata* (Bolli).
- V Západných Karpatoch vo vrchnej časti zóny Helvetoglobotruncana helvetica, ktorá už patrí do bazálnej časti vrchného turónu, je mikrofaua o tetydné elementy značne ochudobnená. Je to dôsledok vytvorenia izolovanej vetvy severotetydného mora (Salaj et Gašpariková, 1979). Významným, prvý raz sa objavujúcim je druh *Caronita sigali* (Reichel) a *Caronita marianosi* (Douglas), a to vedno aj s boreálnym druhom *Praeglobotruncana turona* (Olbertz), ale ten sa v západokarpatskom vrchnom turóne, ktorý charakterizuje druh *Falsomarginotruncana schneegansi* (Sigal) emend. (Caron) a *Falsomarginotruncana coronata* (Bolli), nevyskytuje. Bohatá populácia tetydných globotrunkán, opísaných z vrchného turónu Tuniska, je vo vrchnom turóne Západných Karpát veľmi vzácna alebo aj úplne chýba.
- V juhovýchodnom strednom a vrchnom turóne Tuniska sa typicky boreálny druh *Praeglobotruncana turona* (Olbertz) nenachádza. Druh opísaný Salajom (1980) z vrchnej časti zóny Helvetoglobotruncana helvetica ako *Sigalitruca* (= *Praeglobotruncana turona* (Olbertz)) zodpovedá jednak nízkoklenutému druhu *Praeglobotruncana kaalati* Robaszynski et al. (1990) a jednak klenutejšiemu druhu *Praeglobotruncana elata* Lamolda. Znamená to, že najvrchnejšiu časť zóny Helvetoglobotruncana helvetica v Tunisku reprezentuje podzóna *Praeglobotruncana elata*, charakteristická pre celú tetydnú oblasť. Naproti tomu v Západných Karpatoch a v českej kriedovej panve najvrchnejšiu časť zóny Helvetoglobotruncana helvetica reprezentuje podzóna *Praeglobotruncana turona*, v ktorej sa indexový druh vyskytuje veľmi vzácne. Táto podzóna v oblasti českej panvy charakterizuje hlavne vrchný turón.
- Spoločným znakom všetkých spomenutých študovaných oblastí je hojný výskyt vápnitých bentózných foraminifér v strednom, a najmä vo vrchnom turóne. Ide o zástupcov nasledujúcich rodov: *Praebulimina*, *Tappanina*, *Virgulina*, *Stilostomella*, *Gavelinella* a i. (Štemproková-Jírová, 1963, 1975; Hradecká, 1996; Salaj, 1980). Hojnými sú aj zástupcovia rodov pomerne veľkých aglutinovaných foraminifér (*Tritaxia*, *Arenobulimina*, *Marsonella*, *Gaudryina*, *Ammobaculites* a *Dorothia*).
- Tieto bentózne foraminiféry sú charakteristické pre dobre oksyložené paleoprostredie plytkovodnej (100–200 m hĺbokej) externej platformy.

*Podakovanie: Táto štúdia bola financovaná z projektu MSM 11113100006 Ministerstva školstva Českej republiky.

Paleogeographic significance of the oceanic genera of the superfamily *Globotruncanacea* Brotzen, 1942

JOZEF SALAJ¹ and ANNIE-LOUISE MAAMOURI²

¹Geological Institute of the Slovak Academy of Science, Dúbravská cesta 9,
842 26 Bratislava, Slovakia

²Service Géologique de Tunisie, O. N. M., 24 Rue 8601 – La Chargaia-Tunis, Tunisie

(Received 9. 6 2003)

Abstract

Representatives of the tubulospines genera *Radotruncana* (Cushman, 1927), *Archaeoglobituncana* Salaj and Maamouri, 1982, *Kassabiana* Salaj, 1983 emend. Salaj and Solakius 1984 and *Plummerita* Broennimann, 1952 in the Late Senonian mainly characterize the wide – pelagic oceanic paleoenvironments. In the Northern Tethyan, predominantly shallow water neritic Western Carpathians and Alpine zone they were very scarce and in the Boreal sedimentation zone they were missing.

Key words: oceanic tubulospine species, *Globotruncanacea*, Tethys, Tunisia, Western Carpathians, Late Senonian, paleoenvironment, pelagic, neritic zones

Introduction

Pelagic Late Senonian tubulospine forms of planktonic foraminifers were living in a distinctly open sea distant from the coast. They are representatives of the genera *Radotruncana* (Cushman, 1927), *Archaeoglobituncana* Salaj and Maamouri, 1982, *Kassabiana* Salaj, 1983 emend. Salaj and Solakius 1984, and *Plummerita* Broennimann, 1952.

They are representatives of Tethyan oceanic genera, which did not live in the Senonian of the Boreal region. They were mostly present in the Southern Tethyan areas. In Northern Tethyan areas (Alps and Carpathians) as a consequence of distinct paleogeographic changes (shallowing, hiatuses, emergence of certain zones and in many cases also proximity of coast) the development of shallow water detrital limestones with representatives of orbitoid foraminifers predominated; further on, there existed development of red marly sediments (Hluk, Púchov and Ihřište Formations) with planktonic foraminifers of the 1st and 2nd depth zones together with benthonic foraminifers as well as development of relatively deep lagoonal sediments (*Jarmuta Flysch Formation*) with prevalence of reworked and agglutinated foraminifers of the *Karpatiella ovulum gigantea* Zone (Geroch and Nowak, 1984).

Biostratigraphy, phylogenetical and paleogeographical remarks

1) *The Late Campanian Radotruncana subspinososa* Interval Zone

The *Radotruncana subspinososa* I. Z. is important from the point of view of explosive development of tubulospine

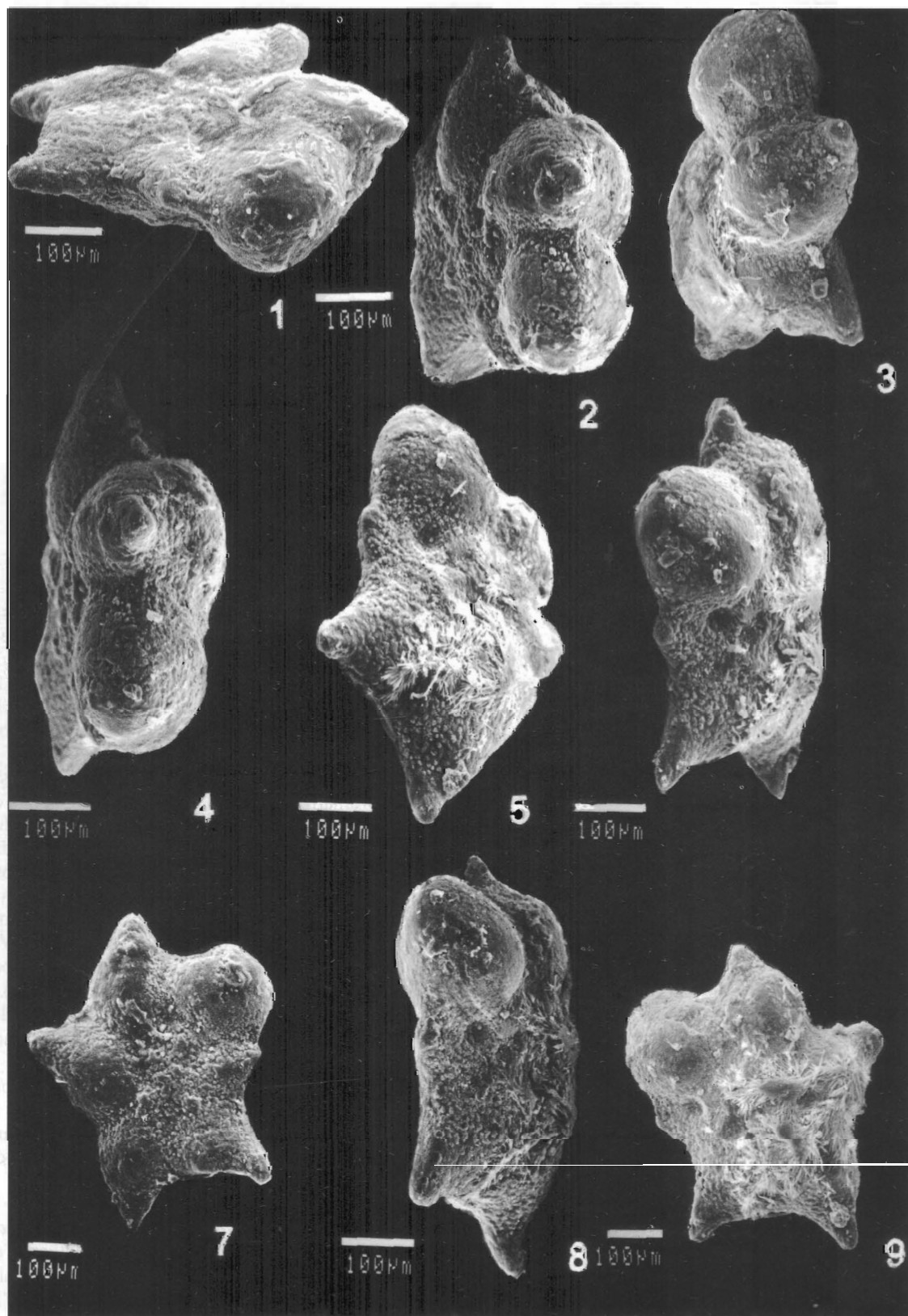
genera. In the uppermost part of this zone the species *Globotruncanita subspinososa* Pessagno has on the spiral side of the last whorl distinctly lobate chambers with the tendency to lengthening of the last chamber and formation of primitive tubulospine (Pl. 3, Fig. 1). This is also the reason why we rename the *Globotruncanita subspinososa* Zone to *Radotruncana subspinososa* Zone.

The index species *Radotruncana subspinososa* (Pessagno) is extraordinarily abundant in Tunisia (Southern Tethyan region) with an extraordinarily rich association of foraminifers (Salaj and Maamouri, 1971). Here the distinct deepening of the Tunisian trough (from the Tithonian – Berriasian) continued to the Maastrichtian, but without facial development of the Red Marls (couches rouges). These beds are known in the Alps as well as Western Carpathians, but considered as deposited in the oceanic condition of sedimentation (Michalík et al., 2002). They are deposited under conditions of humid paleoclimate, mainly characterized by supply of lateritic soils and terra rossa from emerged zones and dry land.

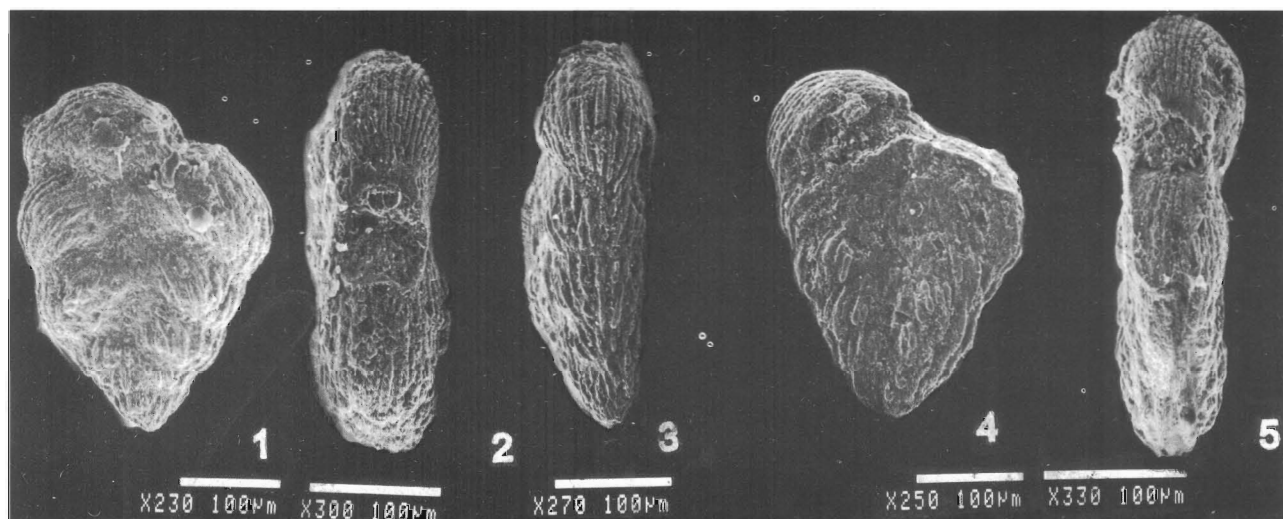
This is also the main reason why highly pelagic specialized tubulospine species and genera, besides scarce finds, are practically not found here. Another reason is the considerably widespread neritic facies of organo-detrital limestones rich in orbitoid foraminifers.

2) *Radotruncana calcarata calcarata* Total Range Zone

In its lower part in the Mediterranean Southern Tethyan region (Tunisia) the subspecies *Radotruncana calcarata globulosa* (Salaj and Maamouri) is represented (Pl. 1), proved at several profiles in the area of the large anticlinal structure de l'Oued Bazina, in which A.-L. Maamouri and M. Maamouri (1969) studied Senonian sediments in



Pl. 1. Fig. 1-9 – *Radotruncana calcarata globulosa* (Salaj and Maamouri) Loc.: Béja 132 – Jabal bel Mahdi; C. L.: x = 459.70; y: 385.60. Figs. 1-6 Paratypes; Figs. 7-9 – Type species, refigured from Salaj and Maamouri 1971 (p. 74, Fig. 4) by scanning microphotos. Stratum typicum: Middle part of the Abiod Formation (alternation of the marls and marly limestones). Lower part of the Late Campanian *Radotruncana calcarata calcarata* Zone.



Pl. 2. Figs. 1–3 – *Sigalia bejaouaensis* Salaj and Maamouri, 1971. Type species, refigured from Salaj and Maamouri 1971 (p. 75, Fig. 5) by scanning microphotos. Loc. Béja – 47/4 – Jabal El Mekmene, C. L.: $x = 458.50^\circ$, $y = 393.80$. Stratum typicum: Middle part of the Abiod Formation (alternation of the marls and marly limestones). Lower part of the Late Campanian *Radotruncana calcarata calcarata* Zone. Figs. 4–5 – Intermediate form between *Sigalia bejaouaensis* Salaj and Maamouri and *Pseudoguembelina costulata* (Cushman).

details. Their detailed microbiostratigraphical division was elaborated by Salaj and Maamouri (1971). Extraordinarily abundant in the zone under study are *Clavhedbergella* div. sp., from which probably also the species *Radotruncana calcarata globulosa* developed. In it the presence of relict two series of pustulose tubercles is noteworthy, resembling an indication of fines keels (Pl. 1, Figs. 3 and 8). Besides that in this lower part of the zone *Sigalia bejaouaensis* Salaj and Maamouri (Pl. 2, Figs. 1–3) and representatives of *Pseudoguembelina costulata* (Cushman) together with intermediate forms (Pl. 2, Figs. 4–5) and *Pseudoguembelina excolata* (Cushman) are abundant.

In the time interval of the whole zone the type species of the Zone *Radotruncana calcarata calcarata* as well as its further subspecies *Radotruncana calcarata primitiva* (Salaj), *Radotruncana calcarata retardata* (Salaj) and *Radotruncana calcarata arcata* (Salaj) are represented. They were described by Salaj (1983) from the area El Kef (Hamman Mellegue) where alteration of marls and limestones of the Abiod Formation attains thickness 60 m.

It is necessary to remark that extinction of the species *Radotruncana calcarata calcarata* (Cushman) in the Tethyan realm originally determined the Campanian-Maastrichtian boundary (Bolli, 1957; Caron, 1985).

3) *Globotruncana stephensoni* Interval Zone

Overlying the formation with *Radotruncana calcarata calcarata* at the El Kef Profile (Tunisia) the about 100 m thick formation with *Bostrychoceras polyplacum* (Roemer) occurs (Salaj and Wiedmann, 1989), belonging to the *Globotruncana stephensoni* I. Z., in which none of the tubulospine genera is represented. The lower boundary of the *Globotruncana stephensoni* Zone is determined by extinction of the species *Radotruncana calcarata calcarata* (Cushman), the upper boundary by appearance of the

species *Archaeoglobittruncana kefiana* (Salaj and Maamouri), which at the same time determines the Maastrichtian base together with *Pseudokossmaticeras brandti* (Redtenbacher) (Salaj and Wiedmann, 1989).

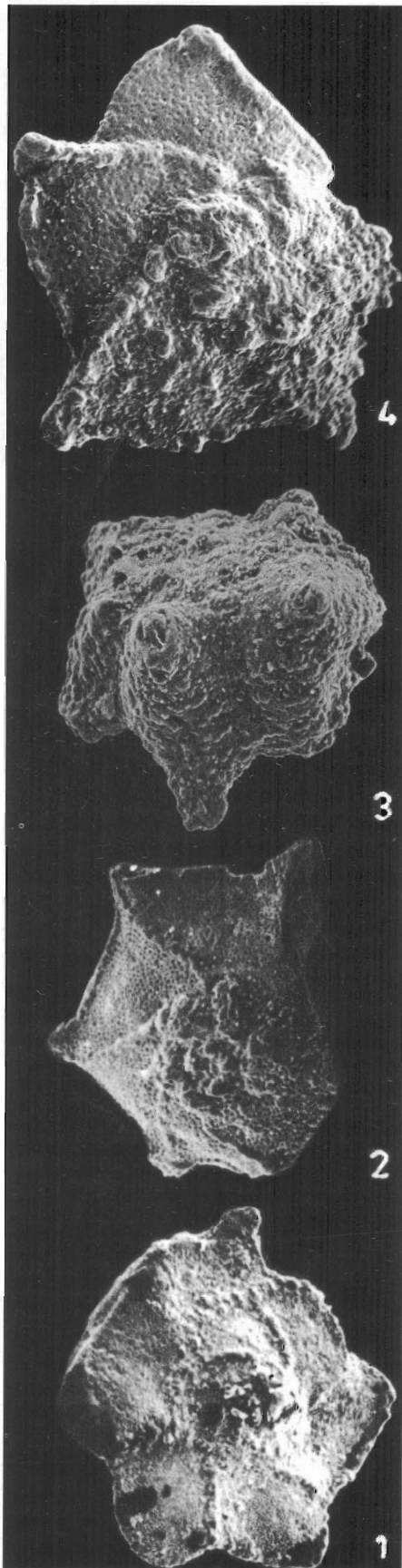
An extraordinarily rich assemblage of foraminifers from this zone (El Kef area) is mentioned by Salaj and Wiedmann (1989, p. 305–306). Calcareous benthonic species, uncommonly abundant in percentage (about 60 %), as well as representatives of ostracodes indicate more distinct shallowing of the Tunisian trough.

This shallowing also appeared distinctly in the Western Carpathians and Alps in development of the orbitoid limestones facies (Köhler, 1960; Papp, 1955).

The Maastrichtian base is determined by *Orbitoides apiculata gruenbachensis* Papp, in the Alps (Gruenbach) with this species also *Pseudokossmaticeras brandti* (Redtenbacher) is found, but the tubulospine species *Archaeoglobittruncana kefiana* (Salaj and Maamouri) has not been proved here (Salaj and Maamouri, 1999).

In the Western Carpathians, predominantly in the facies of the variegated marls of the external platform (Hluk, Púchov and Ihřište Fms.) though also planktonic foraminifers (besides calcareous benthonic), confirming their Campanian-Maastrichtian age, are present, but in no case representatives of the oceanic tubulospine genera have been proved, even also radiolarians are missing, which are present in Campanian sediments of Tunisia.

In the Western Carpathians, in flysch type, deeper lagoonal Late Campanian–Maastrichtian sediments of the Jarmuta Fm. in the Czorsztyn and Biele Karpaty units, agglutinated foraminifers of the *Karpatella ovulum gigantea* zone are found only. Relatively abundant are also redeposited planktonic foraminifers as well as representatives of orbitoid foraminifers. Competence of these sediments to lagoonal facies is mainly confirmed by the variegated Paleocene Beloveža clays in transgressive



position or with hiatus, also with presence of agglutinated foraminifera only. Important is also the fact that in these sediments nannoplankton is missing unambiguously (Salaj, 2001). The lagoonal character is also confirmed by the layers of Lower Eocene bony coals already originated in marshy environment (Salaj, 2001).

4) *Archaeoglobituncana kefiana* Interval Zone defined as subzone in the El Kef area by Bellier, Caron, Donze, Herm, Maamouri and Salaj (1983)

Its significance as basal Maastrichtian zone was emphasized by Salaj and Maamouri (1983, 1984, 1987) and Salaj and Wiedmann (1989), who mentioned from the base of this zone *Pseudokossmaticeras brandti* (Redtenbacher), a typical Lower Maastrichtian species. In Azerbaijan Atabekian (1995) mentioned as Lower Maastrichtian species also *Nostoceras hyatti* Stephenson. In the opinion of Robaszynski and Caron (1995) these ammonites represent theoretically still the uppermost Campanian s. l.

There is the opinion that this stratigraphical passage exists neither at the Campanian stratotype, nor at the Maastrichtian stratotype.

In the Western Carpathians the Lower Maastrichtian is corresponding to the *Globotruncana falsostuarta* Zone of Salaj and Samuel (1966), in which we neither have proved the occurrence of the species *Archaeoglobituncana kefiana* (Salaj and Maamouri), nor the fauna of above mentioned ammonites.

5) *Gansserina gansseri* Interval Zone

In the Middle Maastrichtian *Gansserina gansseri* I. Z. (Bolli, 1957) in the Southern Tethyan region highly organized pelagic species of the genus *Plummerita* Broenimann are found: *Plummerita hastigerinoides hastige-*

Pl. 3. The oceanic Upper Senonian planktonic foraminifera zonation. 1 – *Radotruncana subpsinosa* (Pessagno) a representative typical of the equally named zone. It is ranged to the Late Campanian, but missing at the Campanian stratotype. This was also the reason of completing of the Campanian s. l. at the hypostratotype of the El Kef profile (Salaj, 1980) and/or it represents the basal zone of the proposed stratotype of Kefian. To the new stage the *Radotruncana calcarata* and *Archaeoglobituncana kefiana* Zones are also ranged, which neither exist in the Campanian, nor at the Maastrichtian stratotype. 2 – *Radotruncana calcarata calcarata* (Cushman), a representative typical of the equally named zone. It is accompanied by its further subspecies *Radotruncana calcarata arcata* (Salaj), *Radotruncana calcarata primitiva* (Salaj) and *Radotruncana calcarata retardata* (Salaj). 3 – *Archaeoglobituncana kefiana* (Salaj and Maamouri), a representative typical of the equally named zone defining the Lower Maastrichtian s. l. Besides Tunisia its existence is also proved in Greece (Katsiavrias, Solakius and Salaj, 1986). Its profile in the frame of the Abiod Fm. was studied in detail by Bellier et al. (1983). Rich associations of planktonic foraminifera are mentioned by Salaj and Maamouri (1987), Salaj (1988) and Salaj and Wiedmann (1989). 4 – The uppermost part of the *Abanthomphalus mayaroensis* T. R. Z. is defined by the *Kassabiana falsocalcarata* Zone (Solakius, 1983a, b). In this zone the figured species *Kassabiana falsocalcarata trigonocamerata* Salaj and Solakius is abundant, accompanied by the species *Kassabiana falsocalcarata falsocalcarata* (Kerdany and Abdelsalam), and *Kassabiana falsocalcarata bangyi* Solakius and Salaj. Representatives of this zone are not found in the Maastrichtian stratotype.

rinoides (Broennimann), *Plummerita hastigerinoides costata* (Broennimann), and *Plummerita kennerleyi* Whittaker, which are described from Tunisia (Salaj, Maamouri and Zargouni (1996). They are species, which are not found in the Middle Maastrichtian of the Western Carpathians.

6) *Abanthomphalus mayaroensis* Total Range Zone

The lower part of the Upper Maastrichtian *Abanthomphalus mayaroensis* zone is characterized also by the species *Abanthomphalus asteroidalis* Salaj, 1983.

The upper part of the Upper Maastrichtian *Abanthomphalus mayaroensis* Zone is characterized by tubulospine species of the genus *Kassabiana* Salaj 1983, emend. Salaj and Solakius 1984, represented by the species *Kassabiana falsocalcarata falsocalcarata* (Kerdany and Abdelsalam), *Kassabiana falsocalcarata bangyi* Solakius and Salaj 1986 and *Kassabiana falsocalcarata trigonocamerata* Solakius and Salaj and for this reason Solakius (1983a, 1983b) established for this part of the uppermost Maastrichtian the *Kassabiana falsocalcarata* T. R. Z.

It should be remarked that representatives of this zone in the upper part of the *Abanthomphalus* Zone are not found in the Western Carpathians.

Acknowledgements. This study of Late Senonian tubulospine genera was financed by the project MSM 11300006 of the Ministry of Education, Prague, and by the project of Vega No 7069, Bratislava. We are also indebted to the management of the Geological Survey of Tunisia (ONM) for financial support in the time of our employment in this institution.

References

- Atabekian, A. S., 1995: On the age of the *Nostoceras hyatti* Zone. Second Intern. Cretaceous Stage Boundaries, Brussels. Abstract Vol., 9–10.
- Bellier, J. P., Caron, M., Donze, P., Herm, H., Maamouri, A. L. & Salaj, J., 1983: Le Campanien sommital et le Maastrichtien de la coupe du Kef (Tunisie septentrionale) zonation sur la base des Foraminifères planctoniques. *Zitteliana, München*, 10, 609–611.
- Bolli, H. M., 1957: The Genera *Praeglobotruncana*, *Rotalipora*, *Globotruncana* and *Abanthomphalus* in the Upper Cretaceous of Trinidad. *B. W. I. U. S. Nat. Mus. Bull. (Washington)*, 215, 51–60.
- Caron, M., 1985: Cretaceous planktic foraminifera. In: H. M. Bolli, J. B. Saunders & K. Perch-Nielsen (eds.): *Plankton Stratigraphy*. Cambridge Univ. Press, 1–86.
- Geroch, S. & Nowak, W., 1984: Proposal of zonation for the Late Tithonian – Late Eocene, based upon Arenaceous Foraminifera from the Outer Carpathians, Poland. *Benthos 83, 2nd Int. Symp. Benthic Foraminifera, Pau and Bordeaux*, 225–239.
- Katsivrias, N., Solakius, N. & Salaj, J., 1991: The age of the Agios Konstantinos limestones at Lavrion, Southeastern Attica, Greece. *Geol. Carpath.*, 42, 5, 303–309.
- Köhler, E., 1960: Kriedové foraminifery z bradlového pásma na Po-važí. *Geol. Sbor.*, XI, 1, 67–82.
- Maamouri, A. L. & Maamouri, M., 1969: Aperçu stratigraphique sur le Crétacé de l'Anticlinal de l'Oued Bazina. Note préliminaire. *Trav. Geol. tunis.*, 1, 25–31.
- Michalík, J., Soták, J. & Salaj, J., 2002: Cretaceous Red Beds in the westernmost Carpathians in Slovakia. In: Hun, X. & Sarti, M., 2002: *Cretaceous Oceanic Red Beds (CORB) in an Apennines – Alps – Carpathians Transit*. IGCP Project 463. Wien.
- Papp, A., 1955: Orbitoiden aus der Oberkreide der Ostalpen (Gosauschichten). *Sitz.-Ber. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, 1, 303–315.
- Robaszynski, F. & Caron, M., 1995: Foraminifères planctonique du Crétacé: Commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. *Bull. Soc. géol. France*, 166, 6, 681–692.
- Salaj, J., 1983: Quelques problèmes taxinomiques concernant les foraminifères planctiques et la zonation du Sénonien supérieur d'El Kef. *Geol. Carpath.*, 34, 2, 187–212.
- Salaj, J., 2001: Agglutinated foraminifera from the Upper Senonian to Paleogene flysch of the Middle Váh valley (Súľov, Javorníky, Biele Karpaty Mts.). Slovakia. 6th International Workshop on Agglutinated Foraminifera Prague 2001 Abstracts, 49–51.
- Salaj, J., 1988: Benthic foraminifera of the Archaeoglobitruuncana kefiana Zone from the basal Maastrichtian in the area of El Kef (Tunisia). *Rev. Pléobiol. Spec. (Genève)*, 2, 3, 333–338.
- Salaj, J. & Maamouri, A. L., 1971: Remarques microbiostratigraphiques sur le Sénonien supérieur de l'Anticlinal de l'Oued Bazina (Région de Béja, Tunisie septentrionale). *Not. Serv. géol. (Tunis)*, 3, 65–78.
- Salaj, J. & Maamouri, A. L., 1982: *Rugotruncana kefiana* n. sp. Foraminifera du Sénonien supérieur d'El Kef. *Geol. Carpath.*, 33, 4, 463–471.
- Salaj, J. & Maamouri, A. L., 1984: Campanian-Maastrichtian boundary in Tunisia. *Geol. Carpath.*, 35, 1, 551–558.
- Salaj, J. & Maamouri, A. L., 1987: Archaeoglobitruuncana kefiana foraminiferal Zone of the basal Tethyan Maastrichtian. *Geol. Carpath.*, 38, 6, 677–689.
- Salaj, J. & Maamouri, A. L., 1994: Systematic position of the genus *Archaeoglobitruuncana* Salaj and Maamouri 1984 (Foraminifera). *Zem. Plyn Nafta*, 39, 2, 125–128.
- Salaj, J. & Maamouri, A. L., 1999: Upper Cretaceous microfossils of Tunisia. In: Salaj, J. & Maamouri, A. L. (eds.): *Atlas of Tunisian microfossils and its relation to some Circum-Tethydan types*. *Zem. Plyn Nafta*, 43, 3, 339–433.
- Salaj, J., Maamouri, A. L. & Zargouni, F., 1996: Biozonal division (Foraminifera) of the Campanian-Maastrichtian at the El Kef profile proposed as standard for the Tethyan Realm. *Not. Serv. géol. (Tunis)*, 35, 75–101.
- Salaj, J. & Samuel, O., 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. *Bratislava, GÜDS*, 291.
- Sigal, J., 1952: Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé. *XIXe Congr. Geol. Intern. 1^{re} Sér.: Algérie*, 26, 3–45.
- Solakius, N., 1983a: Taxonomy of some Globotruncanidae and biozonation of the late Maastrichtian of the El Haria Formation at Kef en Nsoura, Enfidaville region, eastern Tunisia. *Not. Serv. géol. (Tunis)*, 46, 1–37.
- Solakius, N., 1983b: *Globotruncana falsocalcarata* Kerdany and Abdelsalam, 1969, from the Upper Maastrichtian of Enfidaville, north-eastern Tunisia. *Geol. Carpath.*, 34, 6, 617–626.
- Salaj, J. & Solakius, N., 1984: The genus *Kassabiana* Salaj, 1983 from the uppermost Maastrichtian of northeastern Tunisia. *Canad. J. Earth Sci.*, 21, 1999–2004.
- Solakius, N. & Salaj, J., 1986: A new *Kassabiana* species from the uppermost Maastrichtian of Northeastern Tunisia. *Rev. esp. Micropaleont.*, 18, 1, 71–77.
- Salaj, J. & Wiedmann, J., 1989: The Campanian-Maastrichtian boundary in the El Kef Section, Tunisia. In: Wiedmann, J. (ed.): *Cretaceous of the western Tethys. Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium*, 299–315.

Paleogeografický význam oceánských rodov nadčel'ade *Globotruncanacea* Brotzen, 1942

Pelagické vrchnosenónske (kampánsko-mástrichtské) trubičkovitými výbežkami opatrené formy planktonických foraminifer nadčel'ade *Globotruncanacea* Brotzen, 1942 žili v otvorenom a od pobrežia vzdialenom mori. Ide o zástupcov rodu *Radotruncana* (Cushman, 1927), *Archaeoglobotruncana* (Salaj a Maamouri), *Kassabiana* Salaj, 1983, emend. Salaj a Solakius, 1984 a *Plummerita* Broennimann, 1952.

Sú to tetydní zástupcovia oceánskych rodov, ktorí v senóné boreálnej oblasti nežili. Najbohatšie boli zastúpené v juhoteťdných oblastiach, kým severoteťdných v dôsledku výrazných paleogeografických zmien (splytčo-

vanie, stratigrafické hiáty, vynorenie sa určitých zón a v mnohých prípadoch i blízkosť pobrežia) chýbali. Prevládal tu vývoj plytkovodných organickodetritických vápencov so zástupcami orbitoidných foraminifer, ďalej vývoj prevažne pestrých slienitých sedimentov s planktonickými foraminiferami prvého a druhého hĺbkového pásma sprevádzaných vápnitými bentóznymi foraminiferami, ale bez rádiolárií. Ďalej tu bol vývoj lagunárnych sedimentov s prevahou aglutinovaných foraminifer foraminiferovej zóny *Karpatella ovulum gigantea* (Geroch et Nowak, 1984).

Hodnotenie výsledkov stronciovej izotopovej stratigrafie juhoslvenského kenozoika

DIONÝZ VASS¹, JÁN KRÁL², KLEMENT FORDINÁL² a MICHAL ELEČKO²

¹Lesnícka fakulta Technickej univerzity vo Zvolene, Masarykova 24, 960 53 Zvolen

²Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 14. 4. 2003)

Evaluation of strontium isotope stratigraphy results, Cainozoic of Southern Slovakia

The numeric ages of marine foraminifers and molluscs calcareous shells from the South Slovakian Late Oligocene (Late Kiscellian), Oligomiocene (Egerian) and Early Miocene (Early Eggenburgian) obtained by the strontium isotope stratigraphy are systematically younger as the numeric ages of the corresponding planktonic forams and calcareous nanoplankton biozones. The reason may be the diagenetic alteration of the dated calcareous shells, or Sr isotopic incompatibility in the epicontinental, or marginal seas of the Central Paratethys with the coeval world's oceans. The incompatibility may be caused by an important input of the Sr from the rising Carpathians, Alps and Dinarides rich in carbonate formations and from the successively denudated crystalline rocks of the mentioned mountain belts.

Key words: Late Oligocene, Early Miocene, Paratethys, Southern Slovakia, fossil shells, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio

Úvod

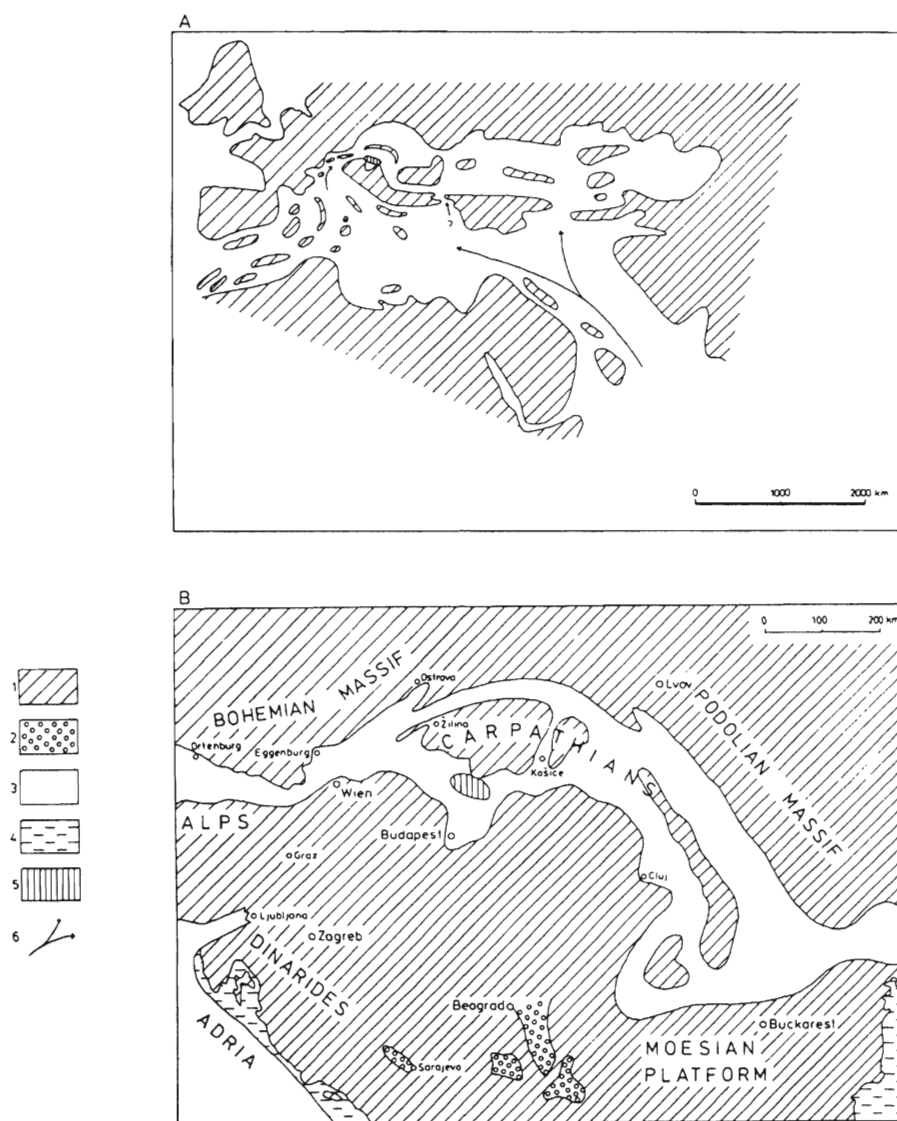
V posledných dvoch dekádach 20. storočia bola rozpracovaná metóda stanovovania numerického veku meraním pomeru stabilných izotopov $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vo vápnných schránkach morských fosílií. Metóda je známa ako stronciová izotopová stratigrafia (SIS) (McArthur, 1998) a vychádza z predstavy, že pomer izotopov Sr $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ v schránkach morských organizmov je identický s izotopovým pomerom Sr v morskej vode, v ktorej organizmy žili. V nadväznosti na túto predstavu sa skonštruovala krivka variácie $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ v čase, z ktorej po odmeraní izotopového pomeru Sr v schránke fosílie možno odčítať jej numerický vek. Je všeobecne známe, že na sklonku paleogénu a v neogéne boli medzi Aralským morom a západoalpskou čelnou hĺbinou špecifické paleogeografické morské podmienky s väčšou alebo menšou mierou izolácie od Tetydy, či Stredozemného mora, ako aj od svetových oceánov. To viedlo Laskareva (1926) k sformovaniu konceptu Paratetydy. Na tomto základe sme sa pokúšali zistiť vek vápnných schránok morských organizmov, ktoré žili v okrajovom mori centrálnej Paratetydy (obr. 1). Jedným z úvodných projektov tohto testovania bola aplikácia SIS na foraminifery a mäkkýše neskorého kišcelu (mladší oligocén), egeru (oligomiocén) a egenburgu (raný miocén) čiže na faunu z čížskeho, lučenského a filakovského súvrstvia budínskej a filakovsko-pétervárskej panvy. Schránky foraminifer sa extrahovali z vrtných jadier niekoľkých vrtov v Rimavskej kotline a v Cerovej vrchovine, ako aj z prirodzených odkryvov.

Metodika

Uhlčitanové skelety fosílií boli očistené ultrazvukom, opláchnuté deionizovanou vodou a separované pod binokulárnou lupou. Vzorky s hmotnosťou 2–5 mg sa potom rozpustili v 2M kyseline octovej. Po odstránení nerozpustného zvyšku centrifúgou (20 minút, 3500 rpm) sa vzorky vysušili, zaliali 6M HCl a znovu odparili. Sr na izotopovú analýzu sa separovalo v kremenných kolónach naplnených cca 10 ml živice Bio Rad 50W-X8, 200-400 mesh v 2,5 M HCl. Približne 1 µg Sr sa naniesol na tantalový filament do kvapky 1M H_3PO_4 . Izotopový pomer $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sa meral na hmotnostnom spektrometri VG 54E v multikolektorovom móde (100 meraní) pri signáli 88Sr nad 2V. Spolu so vzorkami sa meral štandard SRM 987. V priebehu analýz merané hodnoty kolísali od 0,710234 do 0,710263. Všetky údaje sú kalibrované na hodnotu štandardu 0,710248.

Hodnotenie výsledkov

Najstaršími horninami budínskeho paleogénu na južnom Slovensku, z ktorých sa vybrali schránky foraminifer na určenie numerického veku pomocou pomeru stabilných izotopov Sr , boli sedimenty *čížskeho súvrstvia* neskorého kišcelského veku (Vass a Elečko, 1982; Vass a Elečko, eds., 1989, 1992). Materiál na analýzy z vrtu FV-1 (Blhovce) bol odobraný z hĺbky 1051 m, čiže zo spodnej časti lenartovských vrstiev, iba 7 m nad bázou čížskeho súvrstvia. Druhá vzorka bola z vrtu LR-3 (Rapovce)



Obr. 1. Paleogeografické schémy – časové rezy centrálnej Paratetydy znázorňujúce jej čiastočnú izoláciu od otvoreného mora/oceánu. A – časový rez egerom (podľa Rögl, 1996), B – časový rez raným egenburgom (Rögl and Steininger, 1984; čiastočne modifikované). 1 – pevnina, 2 – jazero, 3 – more, 4 – recentný šelf, 5 – študované územie, 6 – smer morskej transgresie.

Fig. 1. Paleogeographic schemes – time-slices of Central Paratethys indicate their partial isolation from the open seas/oceans. A – time-slice of Egerian (after Rögl, 1996), B – time-slice of Early Eggenburgian (after Rögl and Steininger, 1984, slightly modified). 1 – land, 2 – lake, 3 – sea, 4 – recent shelf, 5 – area studied, 6 – direction of sea transgression.

z hĺbky 783 m, tiež zo spodnej časti vrchného kišcelu, a to z rudimentárne vyvinutých lenartovských vrstiev, ktoré sú v tomto vrte zakryté sedimentmi rapovskej delty (rapovské vrstvy). Posledná, tretia vzorka bola z vrtu DV-1 z hĺbky 227–228 m z blžských vrstiev, t. j. z bazálnych vrstiev čížskeho súvrstvia podstiľajúcich lenartovské vrstvy (obr. 2).

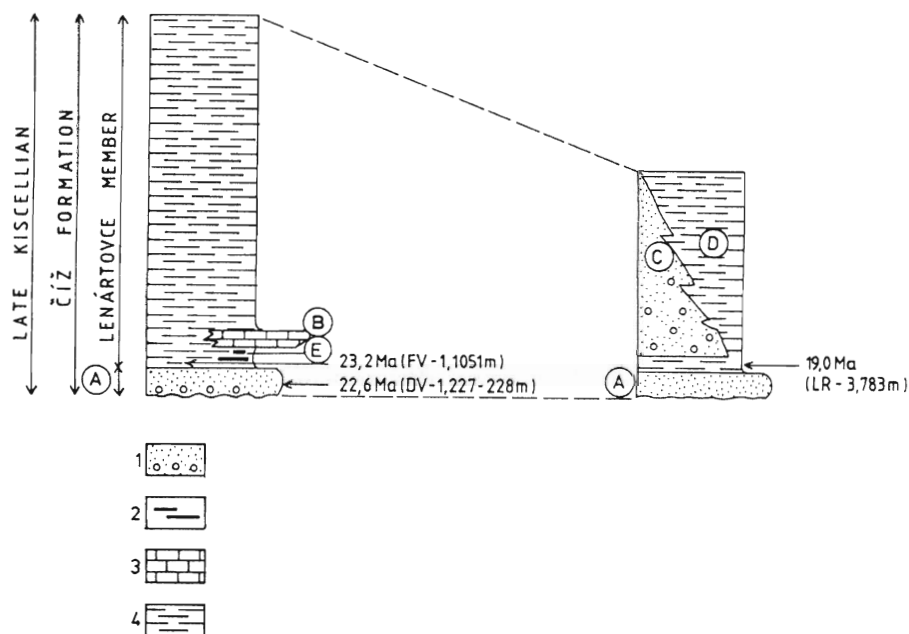
Biostratigrafický vek lenartovských vrstiev resp. čížskeho súvrstvia je doložený pomerne bohatou morskou faunou a nanoflórrou. Z foraminifer použiteľných na biostratigrafickú koreláciu sa v lenartovských vrstvách našiel druh *Tritaxia szaboi*, *Bolivina reticulata* a *Lenticulina kubinyi* (Slavíková, 1953; Kantorová, 1977, 1978, in Vass a Elečko, eds., 1989). Spoločenstvá vápenatej nanoflóry obsahujú druhy zóny NP 24, a to *Reticulofenestra lockeri*, *R. abisecta*, *R. bisecta*, *R. ornata*, *Helicosphaera intermedia*, *H. truncana*, ale indexová forma chýba. Takéto spoločenstvá sú opísané zo stredného oligocénu (rupelu) Nemecka, Belgicka a z kišelských ílových vrstiev severného Maďarska (Lehotayová, 1978, in Vass a Elečko, eds., 1989).

Spoločenstvá mäkkýšov obsahujú druhy typické pre kišcel resp. pre kišcel a eger – *Nucula deshayesiana*, *Propeamussium bronni zimanyii*, *Thyasira nysti*, *Chlamys hoeninghausis*, *Ch. cf. adelinae*, *Cuspidaria clava* (Ondrejčíková in Vass a Elečko, eds., 1989).

Kišelský vek čížskeho súvrstvia podporujú aj spoločenstvá sporomorf podobné kišelským spoločenstvám z okolia Stúrova vrátane druhu *Cicatricasporites dorogensis*, ktorého posledný výskyt je z oligocénu (Snopková, 1975, 1978, in Vass a Elečko, eds., 1989).

Morská fauna lenartovských vrstiev, ako i mikroflóra teda indikujú kišelský vek. Ide pravdepodobne o neskorý kišcel, pretože v severnom Maďarsku so starším kišcelom koreluje tardský íl (napr. Báldi, 1986, a i.), ktorý leží pod kišelským ílom a ktorý sa v juhoslovenských kotlinách v podloží čížskeho súvrstvia nenašiel.

Interregionálnym biostratigrafickým korelačným indikátorom lenartovských vrstiev, a teda aj čížskeho súvrstvia je hlavne vápnitá nanoflóra, ktorá tvorí spo-



Obr. 2. Stratigrafické úrovne vzoriek odobratých na $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ datovanie z čížskeho súvrstvia, neskorý kišcel. 1 – piesok/pieskovec s obliakmi, 2 – uhľonosné sedimenty, resp. slojky uhlia obsahujúce sedimenty, 3 – vápenec, 4 – vápnitý silt/siltovec a íl/ílovec. A – blžské vrstvy, B – bátčanský vápenec, C – rapovské vrstvy (rapovská delta), D – lenártovské vrstvy, E – hostišovské vrstvy.

Fig. 2. Relative stratigraphic levels of the samples taken from the Číž Formation, Late Kiscellian for $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ datings. 1 – sand/sandstone with pebbles, 2 – coal-bearing beds, 3 – limestone, 4 – calcareous silt/siltstone and clay/claystone. A – Blh Member, B – Bátka Limestone, C – Rapovce Member (a delta), D – Lenártovce Member, E – Hostišovce Member.

čnosť zodpovedajúcej zóne NP 24. Jej numerický vek je 29,8–27,3 Ma (Berggren et al., 1995), čo potvrdzuje aj rádiometrický vek $32,45 \pm 0,54$ stanovený metódou štiepných stôp (*fission track* – ďalej F. T.) približne pre hranicu zóny NP 23/22 v severnom Maďarsku (Dunkl a Nagymarosy, 1992). Hranica NP 23/22 prebieha medzi prvou a druhou tretinou tardského ílu (Baldi-Béke, 1977; Nagymarosy in Baldi, 1986; obr. 3).

Izotopový pomer $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ získaný zo schránok morských organizmov a jeho kalibrácia na časovú škálu (Howarth a McArthur, 1997) pre schránky organizmov z vrhu FV-1 23,2 Ma, LR-3: 19,0 Ma a DV-1: 22,6 Ma (obr. 2) sú nereálne, minimálne 5 resp. 6 Ma mladšie, ako je numerický vek nanoplanktonickej zóny NP 24: 29,8–27,5

Ma, čo je obdobie, keď vzniklo čížske súvrstvie, čo v chronostratigrafickej škále zodpovedá neskorému kišcelu.

Ďalšia séria datovaní metódou SIS je z lučenského súvrstvia (Vass a Elečko, 1982; Vass a Elečko, eds., 1992). Aj tam sa odobrali schránky organizmov z viacerých vrstiev a z jedného odkryvu. Foraminifery boli zväčša zo szécsenských vrstiev vrhu FV-1 (Blhovce; 810 m), z opatovských vrstiev, ako aj z piesčitých vrstiev v strope szécsenských vrstiev vo vrte LR-3 a schránky makrofauny (ulitníkov) z povrchového odkryvu breččianskych vrstiev (obr. 4).

Lučenské súvrstvie resp. ich siltovcovo-ílovcový člen szécsénske vrstvy sú vo všetkých troch kotlinách južného Slovenska dobre biostratigraficky datované a korelované

Tab. 1

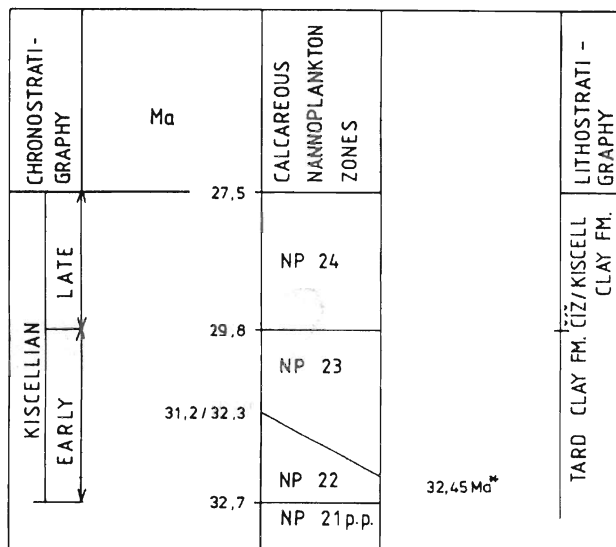
Izotopové zloženie Sr vo vybraných fosílnych zvyškoch z lokalít juhoslovenského neskorého oligocénu a raného miocénu a zodpovedajúci numerický vek podľa Howarta a McArthura (1997)

Sr isotope composition in fossil remnants from the South Slovakia Late Oligocene and Early Miocene and corresponding numeric age after Howard and McArthur (1997)

No.	Fossil	Locality	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Age (in Ma)
MN-54	<i>Polymesoda</i>	Čo-1, Op. N. Ves	0.708405 (6)	20.83
MN-55	<i>Polymesoda</i>	MV-1, 11 m, Plachtince	0.708336 (12)	22.15
MN-56	<i>Corbula</i>	DV-1, 227–228 m	0.708325 (8)	22.38
MN-57	<i>Mytilus</i>	DV-1, 227–228 m	0.708317 (19)	22.56
MN-68	forams	F-18, Filakovo	0.708400 (9)	20.92
MN-69	forams	F-51a, Filakovo	0.708478 (9)	19.70
MN-70	forams	F-60, Filakovo	0.708469 (6)	19.83
MN-71	forams	LR-3, 797 m, Rapovce	0.708439 (25)	20.27
MN-73	forams	LR-2, Rapovce	0.708349 (25)	21.88
MN-74	forams	LR-3, Rapovce	0.708371 (9)	21.45
MN-77	forams	LR-3, Rapovce	0.708551 (9)	18.74
MN-78	forams	FV-1, 115 m, Blhovce	0.708473 (9)	19.45
MN-79	forams	FV-1, 810 m, Blhovce	0.708424 (9)	20.81
MN-80	forams	FV-1, 1050 m Blhovce	0.708289 (10)	23.18

V zátvorke je uvedená interná presnosť meraného izotopového pomeru (2 x S.E.)

The number in bracket means the inner exactness of the isotope ratio measured (2 x S.E.)



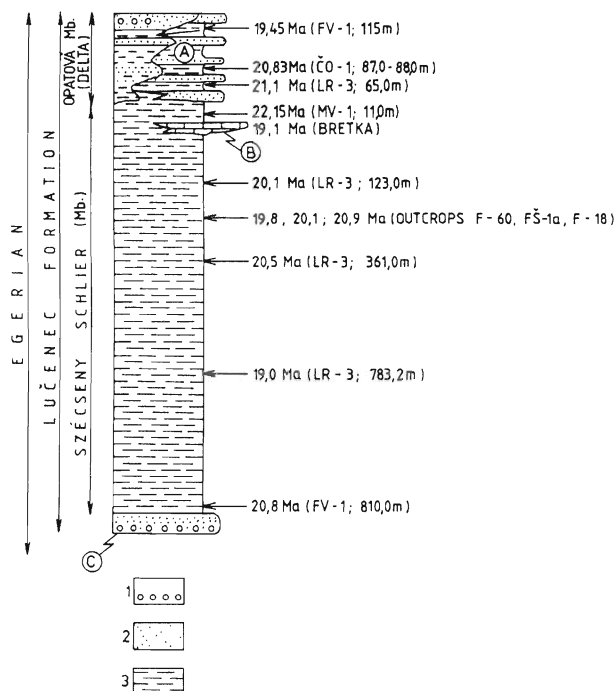
Obr. 3. Biostratigrafická korelácia a numerická kalibrácia čížskeho súvrstvia = súvrstvia kišelského ílu, neskorý kišcel a F. T. vek raného kišcelu v severnom Maďarsku (Dunkl a Nagymarosy, 1992). Numerický vek neskorého kišcelu je 29,8–27,5 Ma. Numerický vek neskorého kišcelu nanoplanktonických zón podľa Berggren et al. (1995).

Fig. 3. Biostratigraphic correlation and numeric calibration of Číž Formation = Kiscell Clay Formation, Late Kiscellian and a fission track age of the Early Kiscellian in N. Hungary (Dunkl and Nagymarosy, 1992). The numeric age of Late Kiscellian is of 29,8–27,5 Ma. Numeric ages of the nannoplankton zones are after Berggren et al. (1995).

s egerom. Najvýznamnejším biomarkerom je *Paragloborotalia* (resp. *Paraglobigerina*) *opima opima*, ktorá sa našla v spodnej časti szécsénskych vrstiev v Rimavskej kotline (Kantorová in Vass a Elečko, eds., 1989). Táto forma je indexová pre planktonickú zónu P21b, čo je intervalová subzóna formy *Globigerina angulisuturalis* a *Paragloborotalia opima opima* s numerickým vekom 28,5–27,1 Ma. Horná numerická hranica zóny je zároveň časom posledného výskytu druhu *P. opima opima* (Berggren et al., 1995). Výskyt tejto formy v spodnej časti lučenského súvrstvia zrejme koreluje s jej posledným výskytom, a tak bázu lučenského súvrstvia čiže bázu egeru možno stanoviť na cca 27,5 Ma, čo je o málo starší vek ako čas posledného výskytu *P. opima opima* (27,1 Ma).

Druhým biomarkerom egeru na južnom Slovensku je forma *Globigerina ciperoensis*, ktorú z lučenského súvrstvia v Rimavskej kotline opísala Kantorová (in Vass a Elečko, eds., 1989). Je to indexová forma planktonickej zóny P22 (partial range zone *G. ciperoensis*) datovanej na 27,1–23,8 Ma (Berggren et al., 1995).

Tretím, ojedinele sa vyskytujúcim, planktonickým biomarkerom je forma *Globigerinoides quadrilobatus primordius*, ktorú v lučenskom súvrství Lučenskej kotliny našiel Tuba (in Vass a Elečko, eds., 1992). *G. primordius* je indexovou formou zóny M1a (intervalová subzóna *G. primordius*), numericky kalibrovanej na 23,8–23,2 Ma (Berggren et al., 1995). Biostratigrafický vek lučenského súvrstvia a jeho interregionálnu koreláciu a koreláciu



Obr. 4. Stratigrafické úrovne vzoriek odobratých na $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ datovanie z lučenského súvrstvia, eger. 1 – štrk/zlepenec, 2 – piesok/pieskovce, 3 – vápnitý silt/siltovec (šlír), A – piesčité vrstvy v strope lučenského súvrstvia vo vrte LR-3, B – bretské vrstvy, C – panické vrstvy.

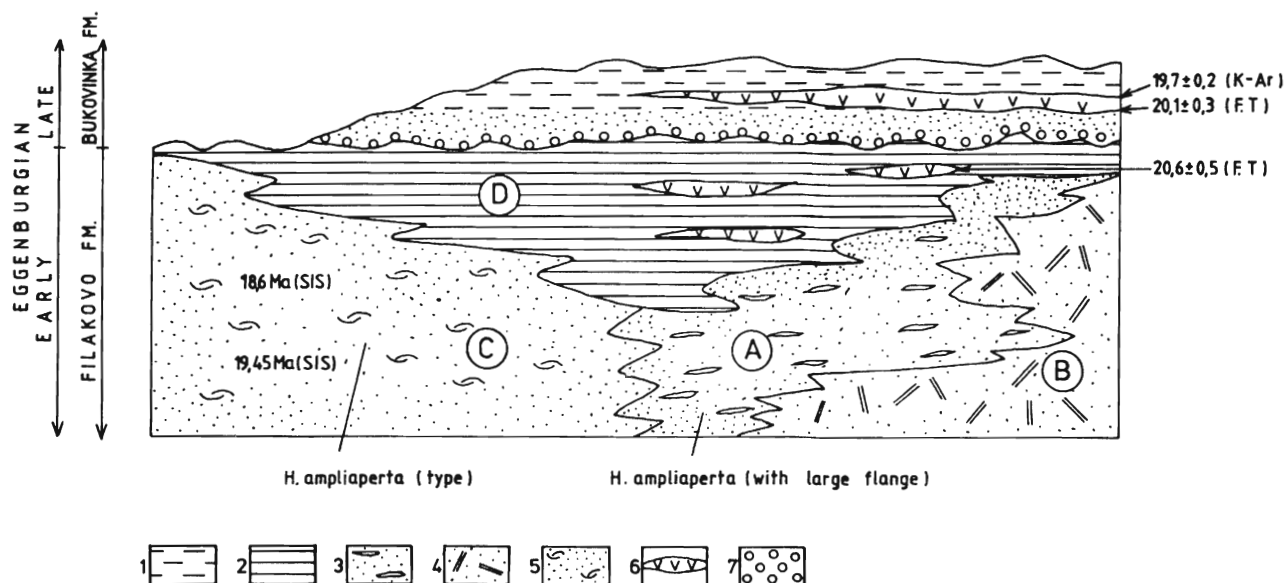
Fig. 4. Relative stratigraphic levels of the samples taken from the Lučenec Formation, Egerian for $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dating. 1 – gravel/conglomerate, 2 – sand/sandstone, 3 – calcareous silt/siltstone (Schlier), A – sandy top of Lučenec Formation in borehole LR-3, B – Bretka Member, C – Panica Member.

s numerickou škálou podporujú aj spoločenstvá vápnitej nanoflóry, ktoré zodpovedajú hlavne zóne NP 25 a NN 1, ale aj najspodnejšej časti zóny NN 2. Vo vrchnej časti lučenského súvrstvia sa v litologickom vývoji podobnom

CHRONOSTRATIGRAPHY	Ma	PLANKTONIC ZONES	NANNOPLANKTONIC ZONES	Ma	LITHOSTRATIGRAPHY
EGERIAN (O-M)	23,0	M 1b p.p.	NN 2 p.p.	23,0	FILÁKOV Fm. p.p.
	23,2	M 1a	Gd. primordius PRZ	23,2	
	23,8		NN 1	23,8	
		P 22	Gl. ciperoensis PRZ		LUČENEC Fm.
	27,1		NP 25		
	27,5	P 21b	Gl. angulisuturalis - pg. opima. opima ISZ	27,5	
	28,5	P 21a p.p.	NP 24 p.p.		ČÍŽ Fm. p.p.

Obr. 5. Biostratigrafická korelácia a numerická kalibrácia lučenského súvrstvia, eger. Numerický vek egeru je 27,5–23,2 Ma (numerická kalibrácia podľa Berggren et al., 1995). PRZ – zóna čiastočného rozsahu, ISZ – intervalová subzóna.

Fig. 5. Biostratigraphic correlation and numeric calibration of Lučenec Formation, Egerian. The numeric age of Egerian is 27,5–23,2 Ma (numeric calibration after Berggren et al., 1995, time-scale was used). PRZ – partial range zone, ISZ – interval subzone.



Obr. 6. Schematický litostratigrafický rez filakovským a bukovinským súvrstvím a F. T., Ar-K veku a vzorky SIS datovania. A – tachtiánske pieskovce, B – jalovské pieskovce, C – lipovianske pieskovce, D – čakanovské vrstvy. 1 – pestrý íl, 2 – silt/siltovec, 3 – rozpadavý pieskovec s lavicami vápnitého pieskovca, 4 – pieskovec s veľkým šikmým zvrstvením, 5 – pieskovec s hojnou hrubostennou faunou, 6 – ryodacitový tuf, 7 – štrk/zlepenec a piesok.

Fig. 6. Schematic lithostratigraphic section of the Filakovo and Bukovinka Formation, and the F. T., Ar-K ages and samples of SIS dating. A – Tachty Sandstone, B – Jalová Sandstone, C – Lipovany Sandstone, D – Čakanovce Member. 1 – clay (red beds), 2 – silt/siltstone, 3 – friable sandstone with branches of calcareous sandstone, 4 – sandstone with large cross-bedding, 5 – sandstone with abundant thick-shelled fauna, 6 – rhyodacite tuff, 7 – gravel/conglomerate and sand.

szécsénským vrstvám totiž našli ojedinelé exempláre indexovej formy zóny NN 2 *Discoaster druggi* (Holcová in Vass, et al., in lit.). Podobne ojedinelé a polámané jedince tohto druhu sa našli v bretčianskych a opatovských vrstvách (Holcová, 2001). Eger, ako aj lučenské súvrstvie teda zasahujú aj do spodnej časti nanoplanktonickej zóny NN 2. Numerický vek zóny NP 25 je 27,5–23,9 Ma a vek zóny NN 1 23,9–23,2 Ma (Berggren et al., 1995; obr. 5). Z uvedeného vychodí, že numerický vek egeru je 27,5–23,0 Ma. Tomuto časovému rámcu nezodpovedá ani jeden pomer $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Všetky veku sú mladšie, 22,15–19,0 Ma.

Najmladšie skelety organizmov na datovanie metódou SIS boli z lipovianskeho pieskovca filakovského súvrstvia (Vass a Elečko, 1982; Vass a Elečko, eds., 1992). Lipoviansky pieskovec je litorálny piesčité sediment s pomerne hojnými schránkami morských mäkkýšov a práve z ich schránok sa odobrali vzorky na datovanie (obr. 6).

Spoločenstvo mäkkýšov v lipovianskom pieskovci reprezentujú hlavne lastúrniky a medzi nimi sú formy typické pre spodnú časť mediteránneho a atlantického ranomiocénneho stupňa burdigalu. Sú to najmä pektenidy – *Pecten pseudobeudanti*, *P. benedictus*, *P. hoernensis*, *Chlamys gigas*, *Ch. palmata* a ďalšie formy *Glycimeris fichteli*, *Cardita zelebori*, *Cardium burdigalium grande*, *Lutraria sana major*, *L. sana maxima* (Ondrejčková, 1972). Numerický vek raného burdigalu je 20,5–19,0 Ma (cf. Berggren et al., 1995).

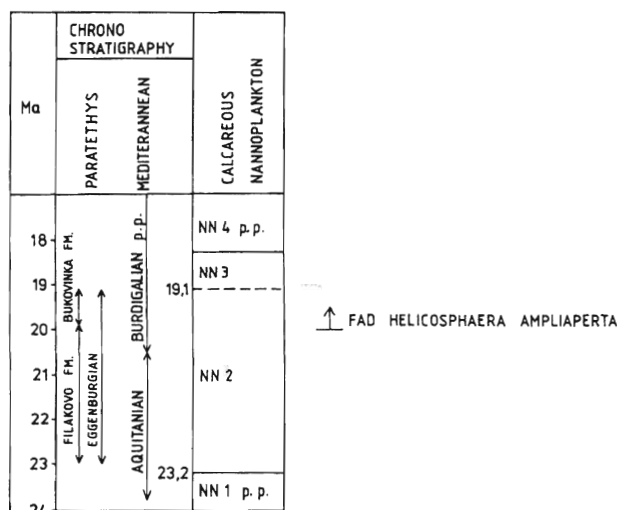
Ďalším spoľahlivým indikátorom veku filakovského súvrstvia je spoločenstvo nanoplanktónu, v ktorom sa

hojne vyskytuje indexová forma zóny NN 2 *Discoaster druggi*. Nanoplanktón sa našiel v najhlbokovodnejšej fácií filakovského súvrstvia – v čakanovských vrstvách (Lehotayová in Vass a Elečko, eds., in lit.), ako aj v prevažne piesčitých därmotských vrstvách (Holcová, 2001), ktoré reprezentujú erozívne zvyšky filakovského súvrstvia v Ipelskej kotline (Vass et al., 1983; Vass, 1995) a v tachtiánskom pieskovci (Holcová, l. c.). Numerický vek zóny NN 2 je 23,2–19,0 Ma (Berggren et al., 1995). Biostratigrafická korelácia a numerická kalibrácia filakovského súvrstvia a stupňa egenburg je na obr. 7.

Vo filakovskom súvrstvi sa našla aj forma *Helicospaera ampliaperta*. Morfotyp tohto druhu s veľkou obrubou (large flange) sa vyskytol v tachtiánskom pieskovci. Prvé objavenie tohto morfotypu je asi včasnšie ako prvé objavenie typickej formy. Tá sa našla v lipovianskom pieskovci a v zlepenici pri Čoltove (Holcová, 2001). Jej prvé objavenie v mediteránnej oblasti je numericky kalibrované na cca 20 Ma (Fornaciari a Rio, 1996; Holcová, 2001; obr. 7). Typická forma *H. ampliaperta* sa našla v transgresívnej loibersdorfskej formácii na jednej zo stratotypových lokalít chronostratigrafického stupňa egenburg – Loibersdorf (Holcová, 2001). Azda aj preto Rögl (1998) bázu egenburgu numericky kalibruje na 20,5 Ma.

Z filakovského súvrstvia je známy rádiometrický vek ryodacitového tufu. Metódou F. T. sa dával biotit z tufu vzorkovaného pri Lipovanoch a jeho rádiometrický vek je $20,6 \pm 0,5$ Ma (Repčok, 1987, in Vass a Elečko, eds., 1992).

Ako podporný údaj v prospech numerickej kalibrácie stropu filakovského súvrstvia možno použiť F. T. a K-Ar



Obr. 7. Biostratigrafická korelácia a numerická kalibrácia filákovského súvrstvia (numerická kalibrácia podľa časovej škály Berggren et al., 1995). FAD (dátum prvého objavenia) *H. ampliaperta* podľa Fornacieriho a Ria (1996, fide Holcová, 2001).

Fig. 7. Biostratigraphic correlation and numeric calibration of Filákov Formation, Egenburgian (for numeric calibration Berggren et al., 1995, time-scale was used). FAD (first appearance datum) of *H. ampliaperta* after Fornacieri and Rio (1996, fide Holcová, 2001).

rádiometrický vek ryodacitového tufu z nadložného bukovinského súvrstvia. F. T. vek je $20,1 \pm 0,3$ Ma a K-Ar $19,7 \pm 0,2$ Ma (Repčok, 1987; Kantor et al., 1988, in Vass a Elečko, 1992; obr. 5). Podľa týchto rádiometrických vekov a vzhľadom na výskyt *Helicosphaera ampliaperta* (FAD 20,0 Ma) v lipovianskom pieskovi by numerický vek stropu filákovského súvrstvia mal byť medzi 20 a 19,7 Ma.

Numerické veky získané SIS z materiálu pochádzajúceho z lipovianskych pieskovcov, t. j. z filákovského súvrstvia (19,45 a 18,6), sú mladšie ako vek súvrstvia, aj keď rozdiel vzhľadom na numerický vek stropu súvrstvia nie je veľký. Je to okolo 0,5 Ma resp. 1,3 Ma, čiže rozdiel je menší ako pri numerických vekoch lučenského (eger) a čižského súvrstvia (kišcel) a vekoch stanovených SIS.

V súvislosti s numerickým vekom egenburgu treba upozorniť na to, že sa jeho báza neinterpretuje rovnako. V tejto práci je to 23,0 Ma a napr. Rögl (1998) uvádza 20,5. Tieto hodnoty možno pokladať za krajné a bázu egenburgu situovať niekde medzi ne. To však nijako nemení fakt, že veky egenburgu stanovené SIS sú mladšie ako numerický vek egenburgu.

Diskusia

Zistené izotopové pomery $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ zo schránok morskej makrofauny a mikrofauny z neskorooligocénnych sedimentov budínskej panvy a z ranomiocénnej filákovsko-pétersvárskej panvy ukázali, že takto získané veky sú vždy nižšie (mladšie) ako numerické veky odčítané prostredníctvom spoľahlivých vekových biomarkerov z numericky kalibrovanej kenozoickej časovej škály Berggren et al. (1995).

Táto diskrepancia môže mať dve príčiny. Alebo ide o diagenetické zmeny v schránkach organizmov po ich depozícii, alebo je to prejav izotopovej nekompatibility pomeru $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vo vode epikontinentálnych morí (v porovnaní s vtedajšou vodou otvorených morí a oceánov), ktoré na sklonku paleogénu a začiatkom miocénu zalievajú centrálnu Paratetydu. Mohlo teda ísť o nedokonalú výmenu vodnej masy medzi otvoreným oceánom a paratetydnými epikontinentálnymi morami. Táto izotopová nekompatibilita mohla byť dôsledkom miešania sa morskej vody s kontinentálnym Sr, ktoré muselo mať vyšší izotopový pomer $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ako súveková morská voda.

Počas neskorého kišcelu a egeru budínske paleogénne more prielivom cez Dináre a cez Stredozemné more komunikovalo s otvoreným oceánom. Stalo sa tak prostredníctvom obnovennej komunikácie cez Slovinský záliv a castelgombertský šelf. Druhý prieliv mohol viesť cez centrálnu Karpaty do alpskej čelnej priehlbiny a flyšových trogov Vonkajších Západných Karpát, ktoré morskými prielivmi komunikovali so severným Atlantikom. Dôkaz o týchto morských komunikáciách poskytuje faunistická analýza, ktorá potvrdzuje, že v budínskej panve, ale i vo flyšových trogoch a v čelnej priehlbine Álp sa miešajú spoločenstvá boreálnej a tetydnej bioprovincie (Báldi, 1986). Rögl (1998) predpokladá aj komunikáciu s indopacifickou oblasťou (obr. 1A).

Počas skorého egenburgu po zániku budínskej panvy filákovsko-pétersvárska panva nemala priame prepojenie na Stredozemné more (Slovinská úžina bola zavretá), ale komunikácia s otvoreným morom bola cez vynárajúce sa Karpaty (obr. 1B). Filákovsko-pétersvárska panva bola vlastne zálivom so špeciálnym režimom cirkulácie vody v súvislosti s prílivom a odlivom (Sztanó, 1994; Halásová et al., 1996; tiež Rögl a Steininger, 1983; Báldi, 1986). Napriek tomu, že morské prielivy a prúdenie cez ne umožnili reoxygénáciu epikontinentálneho mora, euxinické fácie predchádzajúceho obdobia boli potlačené (tardský íl raného kišcelu vystriedal kišcelský íl resp. čižské súvrstvie) a salinita mora bola normálna, výmena vodnej masy s otvoreným oceánom nebola dokonalá a v epikontinentálnom paratetydnom mori boli čiastočne zvýšené pomery $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ v porovnaní so súvekým svetovým oceánom. Lenže takýto výklad odlišnosti izotopového pomeru $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ v epikontinentálnom paratetydnom mori je v rozpore s údajmi z recentných okrajových morí, ako je Stredozemné more vrátane Korinského zálivu. Hudsonov záliv resp. Baltické more, z ktorých má napr. Baltické more významne nižšiu salinitu, ale izotopový pomer $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ napriek tomu blízky súčasným otvoreným moriam. Veľkosť zmeny izotopového pomeru závisí od koncentrácie Sr a izotopového pomeru zdrojových hornín, ktoré sa miešajú s morskou vodou. To isté dokonca platí aj o prímorských častiach (off shore) riečnych estuárií, kde až 50 % morskej vody musí nahradiť riečna voda, aby bol na pomer $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ merateľný vplyv (McArthur, 1998).

Z ďalších činiteľov, ktoré uvádza McArthur (l. c.) a ktoré mohli ovplyvniť homogenitu stronciového izotopového pomeru v paratetydných moriach, možno uviesť zrýchlenie zvetrávania v súvislosti s dvíhaním sa Karpát,

Álp a Dinár a z toho vyplývajúci vyšší prínos Sr do priľahlých plytkých morí. Pri dvíhaní sa Karpát, Álp a Dinár a pri ich erózii alebo v dôsledku odstrešovania ich starších jednotiek zvetrávali kryštallické horniny s vysokým obsahom Sr. Významným zdrojom prínosu Sr mohli byť aj karbonáty mladších resp. tektonicky vyšších jednotiek týchto horstiev.

Poslednou z možných príčin inhomogenity paratetydných morí s ohľadom na pomer $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mohli byť rýchle klimatické zmeny. Isté klimatické zmeny hlavne počas egeru sú potvrdené. Masový výskyt teplomilných veľkých foraminifer v budikovianskych vápencoch – čiže na začiatku egeru – indikuje tropicko-subtropickú klímu. Spoločenstvá sporomorf zo szécsénskeho šlíru naznačujú postupné ochladzovanie egerskej klímy (Planderová, 1990). Na teplý tropicko-subtropický event poukazujú bretčianske vrstvy vo vrchnej časti lučenského súvrstvia, t. j. v egeri (Vass a Elečko, eds., in lit.). V egenburgu nastala klimatická zmena po usadení filákovského súvrstvia (počas ukladania kontinentálnych sedimentov bukovinského súvrstvia s listím drevín dažďového pralesa), ale tá nemohla ovplyvniť obsah Sr vo filákovsko-pétersvárskej panve, ktorá spomínanej významnej klimatickej zmene predchádzala.

Záver

Výsledkom datovania vápnitých schránok morských organizmov pochádzajúcich zo sedimentov vrchnooligocénnych a spodnomiocénnych morí centrálnej Paratetydy, t. j. zo szécsénskych vrstiev (neskorý oligocén), lučenského (eger) a filákovského súvrstvia (egenburg), metódou stronciovej izotopovej stratigrafie (SIS) sú vždy mladšie veky ako numerické veky biozón, s ktorými sa tieto sedimenty na základe foraminifer a nanoflóry korelujú. So SIS nie sú kompatibilné ani rádiometrické veky, ktoré podporujú interregionálnu biostratigrafickú koreláciu študovaných súvrství. Táto diskrepancia je dôsledkom diagenetických zmien v schránkach organizmov po ich usadení alebo izotopovej nekompatibility Sr vo vode epikontinentálnych morí Paratetydy v porovnaní s izotopovým pomerom Sr vo vode súvекých otvorených morí a oceánov. Homogenitu pomeru stronciových izotopov v paratetydných okrajových moriach i napriek ich normálnej salinite mohlo výrazne ovplyvniť súvекé intenzívne dvíhanie sa Karpát, Álp a Dinár, počas ktorého podstatne pribúdalo Sr z karbonátových mezozoických súborov, ako aj z obnažovaných hornín kryštallického fundamentu tektonických jednotiek týchto horstiev, v Západných Karpatoch napr. z kryštallinika tatrika a veporika.

Podakovanie. Táto práca bola napísaná s podporou grantov VEGA 9263 a 9264/02.

Literatúra

- Báldi, T., 1986: Mid-Tertiary stratigraphy and paleogeographic evolution of Hungary. *Akad. Kiadó (Budapest)*, 1–201.
- Báldi-Béke, M., 1977: Stratigraphical and faciological subdivisions of the Oligocene as based on nannoplankton. *Földt. Közl.*, 107, 59–89.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, III. C. C. & Aubry, M. P., 1995: A revised Cainozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren, W. A., Kent, D. V. & Hardenbol, J. (Eds.): *Chronology, time scale and global stratigraphic correlations. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication*, 54, 129–212.
- Dunkl, J. & Nagymarosy, A., 1992: A new tie-point candidate for the Paleogene time-scale calibration: Fission track dating of tuff layers of Lower Oligocene Tard Caly (Hungary). *Neu. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Abh.*, 186/3, 345–364.
- Fornaciari, E. & Rio, D., 1996: Latest Oligocene to Early Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology*, 42/1, 1–36.
- Halássová, E., Hudáčková, N., Holcová, K., Vass, D., Elečko, M. & Perezslény, M., 1996: Sea ways connecting the Filákov/Petersvársara Basin with the Eggenburgian/Burdigalian open sea. *Slov. geol. mag.*, 2, 123–136.
- Holcová, K., 2001: New methods in foraminiferal and calcareous nannoplankton analysis and evolution of Oligocene and Miocene basins of the Southern Slovakia. *Slov. geol. mag.*, 7, 1, 19–41.
- Howarth, R. J. & McArthur, J. M., 1997: Statistics for strontium isotope stratigraphy. *Jb. Geol.*, 105, 441–456.
- Laskarev, V., 1926: Sur les équivalents du Sarmatien supérieur en Serbie. *Rec. Trav. M. I. Cvijic (Beograd)*, 1–5.
- McArthur, J. M., 1998: Strontium isotope stratigraphy. In: Doyle, P. & Bennett, M. R. (Eds.): *Unlocking the stratigraphical record. Wiley & Sons, Chichester*, 221–241.
- Ondrejčíková, A., 1972: Eggenburgian molluscs of Southern Slovakia. *Zbor. geol. Vied. Záp. Karpaty*, 16, 5–147.
- Planderová, E., 1990: Miocene microflora of Slovak Central Paratethys and its biostratigraphical significance. *Bratislava, GÜDŠ*, 1–144.
- Rögl, F., 1998: Paleogeographic consideration for Mediterranean and Paratethys seaways (Oligocene to Miocene). *Ann. Naturhist. Mus. (Wien)*, 99/A, 279–310.
- Rögl, F. & Steininger, F. F., 1983: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. *Ann. Naturhist. Mus. (Wien)*, 85/A, 135–163.
- Sztanó, O., 1994: The tide-influenced Pétersvársara Sandstone, Early Miocene, Northern Hungary: sedimentology, paleogeography and basin development. *Geologica ultraiect. (Utrecht)*, 120, 1–155.
- Vass, D., ed., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Ipľskej kotliny a Krupinskej planiny 1 : 50 000. *Bratislava, GÜDŠ*, 1–126.
- Vass, D. & Elečko, M., 1982: Litostratigrafické jednotky kišcelu až egenburgu Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny (južné Slovensko). *Geol. Práce, Spr.*, 77, 111–124.
- Vass, D. & Elečko, M., (eds.), 1989: Geológia Rimavskej kotliny. *Bratislava, GÜDŠ*, 1–162.
- Vass, D. & Elečko, M. et al., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. *Bratislava, GÜDŠ*, 1–196.
- Vass, D., Elečko, M. & Konečný, V., eds., in lit.: Geológia Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny. *Bratislava, ŠGÜDŠ*.
- Vass, D., Holcová, K., Beracko, I. & Beláček, B., in lit.: Príspevok k poznaniu terciérnych sedimentov a minerálnych vôd Lučenskej kotliny. *Geol. Práce*.

Evaluation of strontium isotope stratigraphy results, Cainozoic of Southern Slovakia

The strontium isotope stratigraphy (SIS) developed within the last two decades of the past century. Dating relies on the measurement of a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ value mostly in calcareous shells of marine fossils. The strontium in shells should have the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio equal to that of strontium in the oceans of time when the fossils lived. As the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of strontium in the world's oceans has changed in time in a known way, comparing the ratio value of a fossil with a standard curve permits an age estimation for the fossil dated (McArthur, 1998). It is well known that within Oligocene and Neogene in the area between the Aral Sea and the Western Alps fore-deep special marine conditions persisted (Paratethys, Laskarev, 1926). We tried to test whether the standard Sr curve fits well for dating of marine calcareous fossil shells coming from the Central Paratethys (Fig. 1) Oligocene and Early Miocene marine deposits. (Číž, Lučenec and Filákov formations originated in Buda Paleogene basin and in Filákov/Pétersvársá Basin.)

The results of strontium isotope composition measurements are gathered in Tab. 1.

The biostratigraphic age of Číž Formation (Vass and Elečko, 1982; Vass and Elečko, eds., 1989, 1992) was estimated as Late Kiscellian by relatively rich assemblages of marine foraminifers, nannoflora and molluscs: *Tritaxia szaboi*, *Bolivina reticulata*, *Lenticulina kubinyi* (Slavíková, 1953; Kantorová, 1978 in Vass and Elečko, eds., 1989), than *Reticulofenestra lockeri*, *R. abisecta*, *R. bisecta*, *R. ornata*, *Helicosphaera intermedia*, *H. truncana* (an assemblage of NP 24 zone known from the Rupelian of Germany and Belgium; Lehotařová, 1978, in Vass and Elečko, l. c.) and *Nucula deshayesiana*, *Propeamussium bronni zimanyii*, *Thyasira nysti*, *Chlamys hoeninghausis*, *Ch. cf. adelinae*, *Cuspidaria clava* (typical Kiscellian mollusc assemblage, Ondrejčíčková in Vass and Elečko, l. c.). The calcareous nannoflora of NP 24 zone is the best interregional biostratigraphic age and correlation indicator. The numeric age of NP 24 zone of 29.8–27.3 Ma (Berggren et al., 1995) is supported by a radiometric age 32.45 ± 0.54 Ma around the NP 23/22 zones boundary from Northern Hungary (Dunkl and Nagymarosy, 1992; Fig. 3).

Comparing the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values obtained from the fossils coming from Číž Formation with the standard curve on look up table of Howarth and McArthur (1997) we see that corresponding Sr numeric ages 23.2 Ma; 22.6 Ma and 19.0 Ma are unrealistic and lesser by 5 to 6 Ma as a numeric age of the Číž Formation and/or NP 24 zone respectively (Figs. 2 and 3).

The Číž Formation is covered by *Lučenec Formation* (Vass and Elečko, 1982), Egerian (Oligo-Miocene) in age. The most important biomarkers of the Lučenec Formation are:

a) *Paragloborotalia* (or *Paraglobigerina*) *opima opima* the index form of P 21b subzone numerically calibrated to 28.5–27.1 Ma (Berggren et al., 1995). *P. opima opima* occurs in the lower part of Lučenec Formation only (Kantorová in Vass and Elečko, eds., 1989) so the lower boundary of Lučenec Formation is slightly older as the age of *P. opima opima* extinction (27.1 Ma) and may be numerically calibrated to ca 27.5 Ma.

b) *Globigerina ciproensis* (Kantorová in Vass and Elečko, eds., 1989) the index form of the P 22 zone (partial range zo-

ne *G. ciproensis*) having the numeric age of 27.1–23.8 Ma (Berggren et al., l. c.).

c) *Globigerinoides quartrilobatus primordius* (Tuba in Vass and Elečko, eds., 1992) an index form of M 1a zone (interval subzone *G. primordius*), numeric age of 23.8–23.2 Ma (Berggren et al., 1995).

The biostratigraphic age of Lučenec Formation based on planktonic foraminifers is supported by calcareous nannoflora assemblages of NP-25 and NN-1 zone as well as of the lowest part of the zone NN 2 (Fig. 5) because in the uppermost portion of Lučenec Fm. the rare exemplars of *Discoaster druggi* occur (Holcová, 2001; Holcová in Vass, et al., in lit.).

Taking into consideration all the biostratigraphic markers the numeric calibration of the Egerian as well as the Lučenec Formation is 27.5–23.0 Ma. The SIS ages obtained from fossil foraminifers of Lučenec Formation are out of Egerian time interval, they are considerably younger varying in an interval 22.15–19.0 Ma and they are not consistent within the Lučenec Formation section (Fig. 4).

The youngest skeletons for SIS dating have been taken from the Lipovany Sandstone, *Filákov Formation*, Eggenburgian in age (Fig. 6). Biomarkers of those lithostratigraphic units are:

a) rich fauna of Pectenides identic with the assemblage typical for lower part of Mediterranean and Atlantic Early Burdigalian (*Pecten pseudobeurdanti*, *P. benedictus*, *P. hornensis*, *Ch. gigas*, *Ch. palmata*; Ondrejčíčková, 1972). The numeric age of Early Burdigalian is of 20.5–19.0 Ma (cf. Berggren et al., 1995);

b) a nannoplankton assemblage of NN 2 zone including plentiful *Discoaster druggi* zone index form (Lehotařová in Vass and Elečko, eds., in lit., Holcová, 2001). Numeric age of the NN 2 zone is 23.2–19.0 Ma (Berggren et al., l. c.; Fig. 7).

c) First appearance of *Helicosphaera ampliaperta* is signalized by Holcová (2001) from the Lipovany Sandstone. The FAD of *H. ampliaperta* is numerically calibrated to 20.0 Ma.

The radiometric age of rhyolite tuff from Filákov Formation 20.6 ± 0.5 Ma as well as of overlying Bukovinka Formation 20.1 ± 0.3 Ma and 19.7 ± 0.2 Ma (Repčok, 1987; Kantor et al., 1988, in Vass and Elečko, eds., 1992) support the numeric calibration of Filákov Formation (and Early Eggenburgian) as is discussed above. The SIS ages obtained from mollusc shells of Lipovany sandstone are younger as the numeric top of the Filákov Formation (Fig. 6).

The numeric ages of marine foraminifers and molluscs calcareous shells from the South Slovakian Late Oligocene (Late Kiscellian), Oligo-Miocene (Egerian) and Early Miocene (Early Eggenburgian) obtained by the SIS are systematically younger as the numeric ages of the corresponding biozones. The reason may be either the diagenetic alteration of the calcareous shells dated, or Sr isotopic ratio incompatibility in the epicontinental or marginal seas of the Central Paratethys with the coeval world's oceans. Such an incompatibility may be caused by an important input of the Sr from the rising Carpathians, Alps and Dinarides rich in carbonate formations and from the successively denuded crystalline rocks of mentioned mountains basement.

Magnetotelluric investigation of Košice Basin for reservoirs of geothermal water

JÁN VOZÁR, MILAN HVOŽDARA and EDUARD KÖHLER

Geophysical Institute of the Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, 842 28 Bratislava,
geofjavo@savba.sk

(Received 14 December 2001, revised version received 30 April 2003)

Abstract

In geothermal area of Košice Basin we recorded broadband magnetotelluric data at 12 sites in the period range 0.025–500 s. The analysis of apparent resistivity, phase and interpretation through induction vectors enables one-dimensional interpretation of resistivity for upper 3–4 km of the crust and two-dimensional structures for lower depths. The aim was the investigation of the structures with geothermal water to obtain information about their depth, thickness and buried dislocations. The obtained models indicate that the zone of low resistivity corresponding with geothermal structures was found in all sites and their depth varies from 2000 to 3200 meters. Approximate thickness of layers bearing the low resistive thermal water is estimated to be 500–1000 m.

Key words: electrical resistivity, geothermal structures, inversion, magnetotellurics, Košice Basin

Introduction

The magnetotelluric method has been successfully used in geophysical exploration of many geothermal reservoirs e. g. in Hungary (Ádám, 1985), Greece (Hutton et al., 1989, Fytikas et al., 1989), as well as in Iceland (Beblo et al., 1985), Canada (Vatin-Perignon et al., 1985), Argentina (Fournier and Feber, 1985).

These applications initiated our similar activity in Slovak territory, where according to previous geological and geothermal studies was suggested the Ďurkov area as perspective geothermal energy resource for Košice urban centre (Vranovská et al., 2000).

The Geophysical Institute of the Slovak Academy of Sciences and Lviv Centre of Institute of Space Research carried the magnetotelluric (MT) field work in Košice Basin out during the summer 1999. It is the most perspective geothermal area in Eastern Slovakia being situated between Slovenské rudohorie ore Mts. on western side and Slanské vrchy Mts. on its eastern side.

Electromagnetic measurements are widely used to explore the electrical resistivity structure of the Earth's crust from depths of a few meters down to several kilometers. The structures in prospected area are filled with highly mineralized water (sodium chloride with TDS 29–32 g/l) which causes expressive decrease in resistivity.

MT fields were continuously recorded from June to August 1999 in 12 points (Fig. 1) with two digital MT stations. Measurements in the short period range have been carried out only in five points.

The goals in this project are twofold: (i) The detection of electrical anomalies which can be linked directly with

geothermal structures (dolomites with geothermal water) and (ii) to identify geological faults which can divide these structures to separate units. In this paper we present also another interesting information about upper structures, where the present results give existence of buried lava flows and in the same way we obtain information about lower structures and its possible impact on heat flow in studied region.

A brief geological outline

The examined area is situated in the Košice depression and partly in the Slanské vrchy Mts. volcanic complex.

The Košice depression is filled by the Neogene sediments which attain thickness 2000–2400 m (wells GTD-1, GTD-2) and consist of

a) The Karpatian: basal Teriakovce Formation – conglomerates, sandstones

middle Solná Baňa Formation – claystones, siltstones with salt layers

upper Kladzany Formation – silty claystones

b) The Badenian: the Mirkovce Formation – calcareous claystones

the Lastomir Formation – claystones and sandstones

the Klčov Formation – claystones, sandstones, fresh water sediments

c) The Sarmatian: the Stretava Formation – pelitic and detritic sedimentary facies

The volcanic complex of Slanské vrchy Mts. is Sarmatian in age and covers the older Neogene Formations of the Košice depression. The main types of volcanic rocks in the western marginal part are:

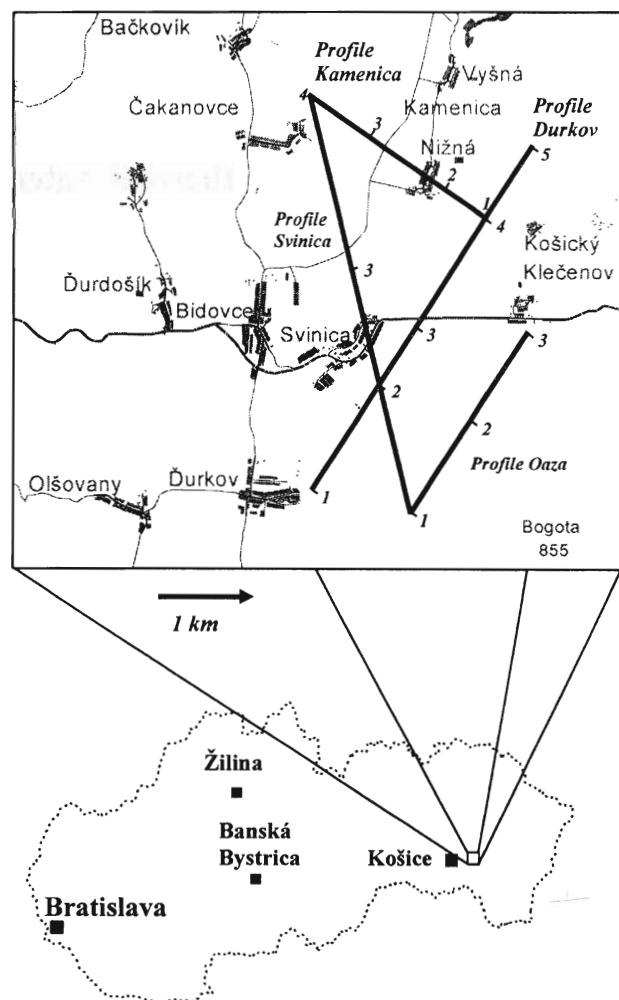


Fig. 1. Map of investigated region with 12 sites and 4 profiles situated in eastern part of Slovakia.

- a) dacite lava flows
- b) andesite lava flows
- c) dacite and andesite pyroclastics
- d) breccias of pyroxene andesites.

The thickness of volcanic rocks in the western part of the Slanské vrchy Mts. reaches 200–300 m.

The Neogene sediments of the Košice depression are locally covered by Quaternary fluvial and proluvial sediments with thickness only 20–30 m.

The Neogene filling of the Košice depression is underlain by dolomites and dolomite breccias of Middle Triassic age (Baňacký et al., 1996). This formation belongs to the Mesozoic of the Čierna hora Mts. According to opinion of the authors of geological map of the Slanské vrchy hills and Košice depression – Southern part (Kaličiak et al., 1996, section 6) these carbonates gradually dip under the Slanské vrchy Mts. to the depth 4000–4500 m. From the standpoint of the geothermal energy these dolomites play the main role because they are hot water-bearing porous medium.

The basement of the Triassic cavernous carbonates is less known. It is supposed that the sediments of the Late

Paleozoic (Permian) and crystalline complexes of the Early Paleozoic are the main components of the basement structure.

Data and interpretation

Along four profiles, shown in Fig. 1, we recorded broadband magnetotelluric data at 12 sites in the period range 0.025 s to 500 s. The total lengths of the profiles are 7 km (for Durkov profile – DUR, 5 points), 4 km (Oaza profile – OAZ, 3 points), 5 km (Kamenica profile – KAM, 4 points), 9 km (Svinica profile – SV, 4 points) and the average site spacing is 2.5 km. Data were recorded using two different kinds of instruments: Ukrainian LEMI real time systems were used to record the short period (AMT) data (0.025 s to 100 s) in five sites, while DR-02 data logger from MT station PSM were used for long period (LMT) data (10–1000 s) for all sites. Along the north-east part of the profile, the data

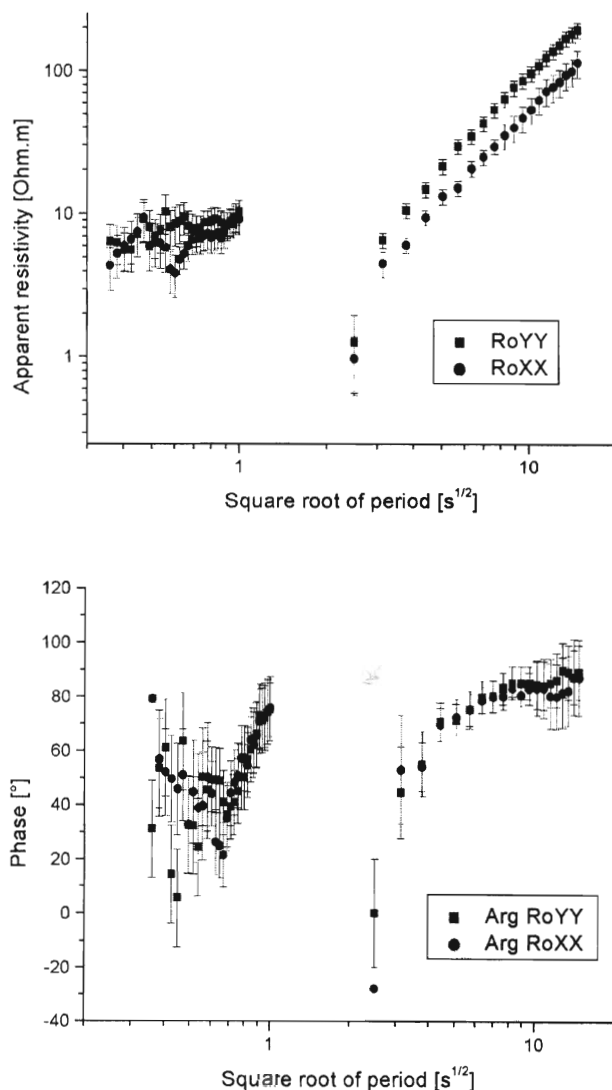


Fig. 2. Apparent resistivity and phase curves of point DUR-5.

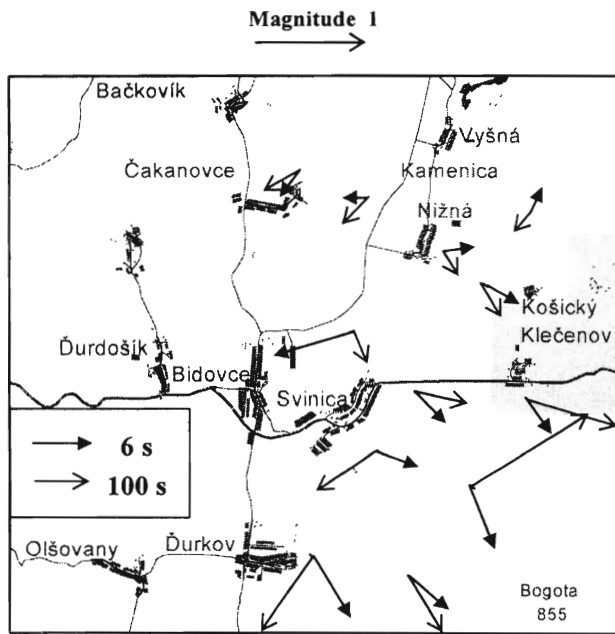


Fig. 3. Wiese vectors in the sites of Ďurkov geothermal area calculated for periods $T = 6$ s and 100 s.

quality was generally satisfactory. Most recordings at sites in south and western part of observed region were disturbed by industrial activity. This part of Slovakia is one of the highly industrialized and settled regions with high density of AC electrified small villages and busy DC railway from Košice to Slovak-Ukraine border. For these reasons the magnetotelluric responses are generally more affected by noise than estimation of the induction vectors, because of the existence of noise travelled electric currents from railway lines using DC power, electric lines or near factories in Košice. The most disturbed segments of the apparent resistivity and phase curves are intermediate period ranges between 1 s and 20 s, while the short and long period parts are mostly of good quality. With the aim of elimination of influence from these disturbances we made several parallel measurements with reference MT digital station in north-east part of investigated region. The transfer function for MT data were calculated by using program which works in frequency domain (Semenov and Kaikkonen, 1986).

An example of data set on one point and its quality is shown as apparent resistivity and phase curves of site DUR-5 in Fig. 2. The following features are representative for other sites. At the shortest period, i. e. for low penetration of the electromagnetic fields into the Earth, they are generally quite low. Small differences between XX and YY polarization curves indicate some lateral inhomogeneities. The minimum of apparent resistivity $1 \Omega\text{m}$ are observed between 1 s and 10 s and then the apparent resistivity curves rise steeply up to $100 \Omega\text{m}$ for periods 200 s.

The application of Wiese vectors is useful for estimation of borders of low resistive bodies or lateral conductivity inhomogeneities. This real induction vectors point away from the low resistive structures (bodies, sides) of nearby conductivity contrast (Hvoždara, 1990). Values of

induction vectors are proportional to vertical component of magnetic field, i. e. the zero is in the case of absence of lateral contrast or above the centre of well conducting body. The induction vectors for two significant periods are plotted in Fig. 3. We can see that the Wiese induction arrows (vectors) for the short period range (6 s) persist the fan like pattern, they point away from the central part of the explored basin which can be below the area with the smallest values of these vectors concentrated near villages Nižná Kamenica and Svinica. Southeast orientation of vectors for profile Ďurkov and Oaza can be caused by lateral inhomogeneity, e. g. rapid deeping of low resistivity structures under the Slanské vrchy Mts. The induction arrows for the long period range (100 s) indicate deep resistivity anomaly with centre in northern direction from investigated area and elongated in north-south direction.

Interpretation of the magnetotelluric data as a model of geological structures is shown in Fig. 4. Apparent resistivity and phase curves for point DUR-5 were modelled using a 1-D layered model. The estimation of the model parameter was based on the OCCAM inversion algorithm. The model gives the average characteristic of the resistivity of the blocks with depth. In this modelling we used the square average from resistivities for both polarizations. This shows the existence of thick good conductor at depth from 2000 meters. The estimated thickness is about 1000–1500 m. The longest period part of the resistivity curves (Fig. 2) requires the presence of high resistivity structures.

For the 2D modelling we used method based on the 2D finite differences algorithm (Wieladek et al., 1981). It should be noted that the resistivity structures of the deeper crust (>5 km) are influenced by lateral conductivity variations which are accounted for this algorithm. The following assumptions were taken in construction of the model:

1D inversion in Dur-5

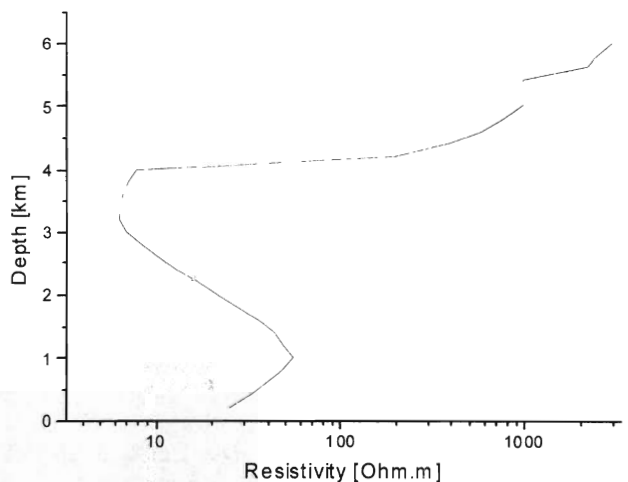
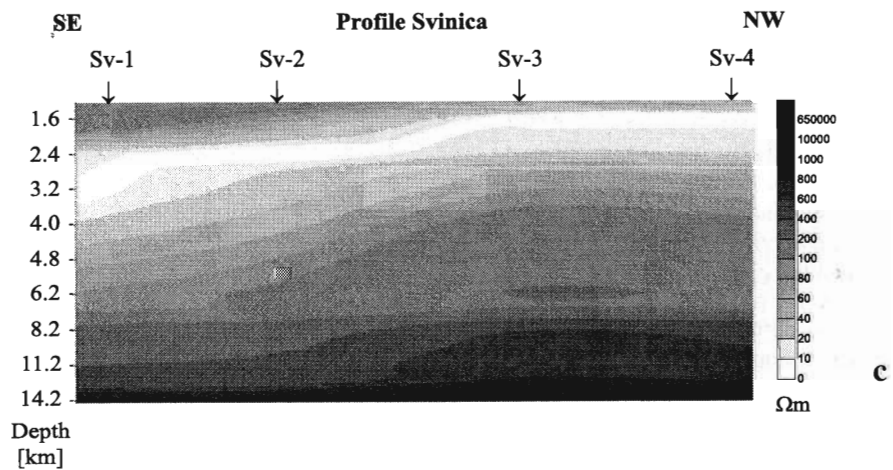
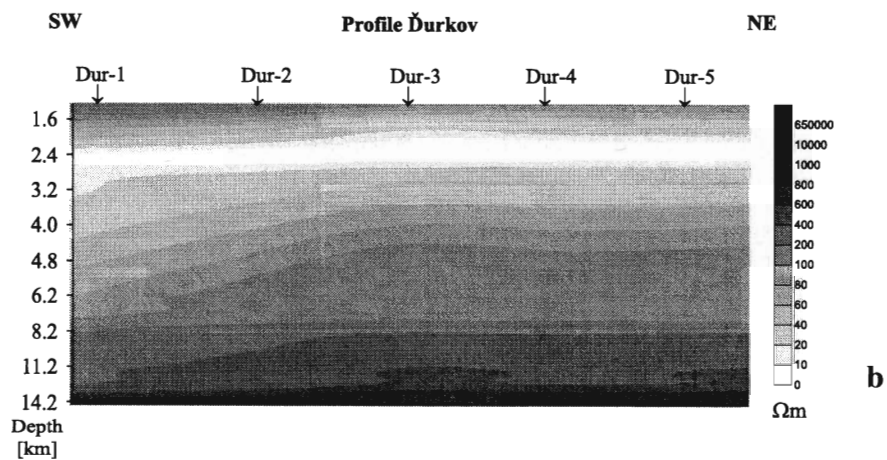
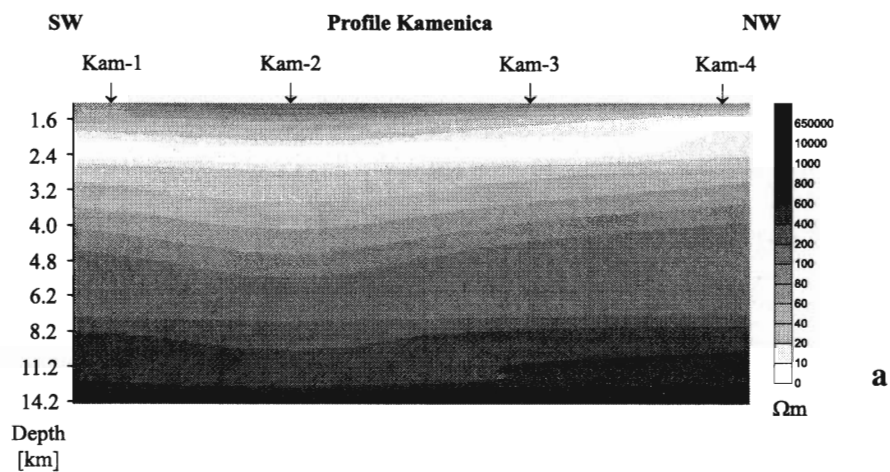


Fig. 4. 1-D layered model constructed from apparent resistivity and phase curves for point DUR-5. The estimate of the model parameters was based on the OCCAM inversion algorithm.



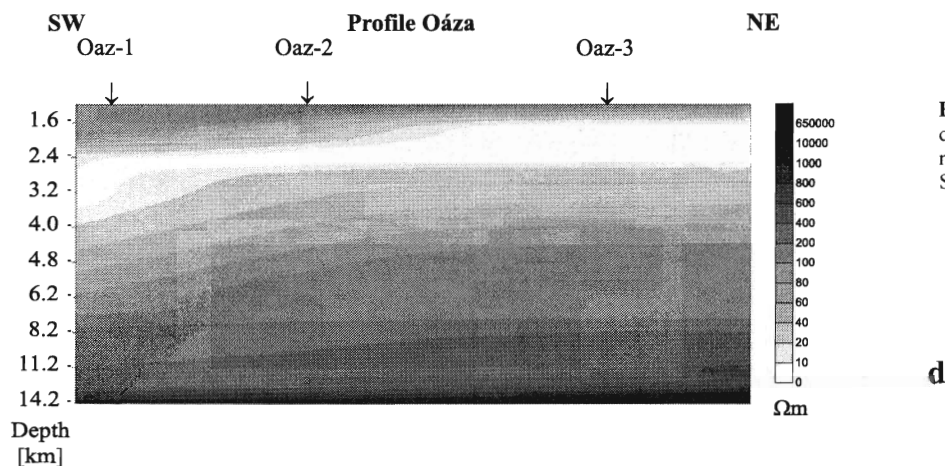


Fig. 5a–d. Four magnetotelluric 2-D models in several directions: a – profile Kamenica, b – profile Ďurkov, c – profile Svinica, d – profile Oáza.

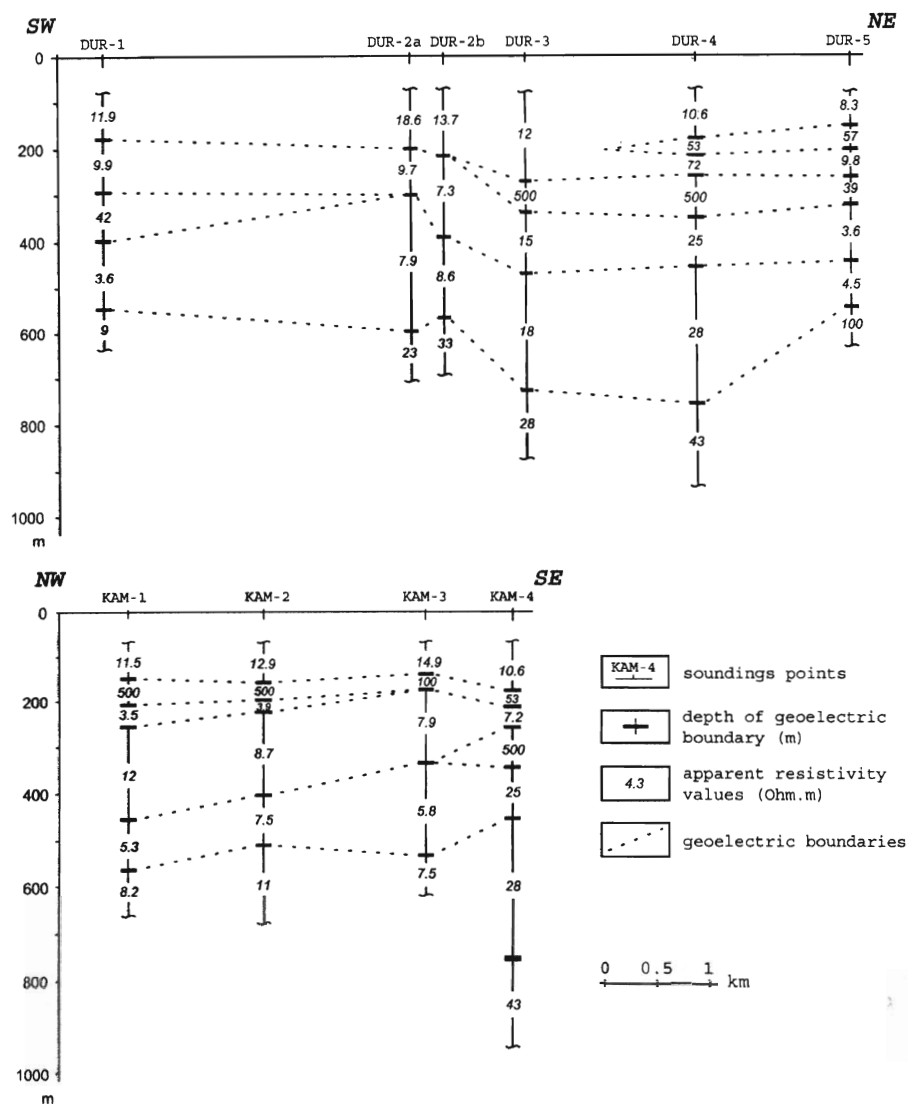


Fig. 6. Model received by interpretation of data measured by coil induction equipment for shallow geological structures to depths 1000 m.

the model should explain (i) the real geomagnetic induction vectors distributions along the profiles, (ii) the MT apparent resistivity for all estimated periods. Final models for each profile are shown in Fig. 5a-d. The profile Kamenica revealed us the small changes of structures in the northern part of investigated area. Much more interesting are remaining profiles, which describe situation in south-west part of area near village Ďurkov. These profiles show deepening of low resistivity layer. This deepening started in region around site Oaz-2 and Dur-1. For more detailed information we need further MT measurements in the Slanské vrchy Mts. Polar diagrams for all points of MT sounding give information about faults or strong resistivity inhomogeneities in this geothermal region and exclude (disqualify) their possible existence in entire region. All units have a compact structure.

Additional information

Together with MT investigation the measurements with the coil induction equipment were carried out. Information from this data give us specific resistivity characterization of shallow geological structures to depths 1000 m (Fig. 6). We can recognize lava flows (structures with resistivity above 100 Ohm.m), which have thickness up to 100 m in depth from 200 m to 300 m.

Conclusion (Discussion)

The magnetotelluric data from selected area of Košice Basin indicate continuous existence of low resistivity structures in depths 2000–3200 m. The extent of these structures is vast.

The approximate thickness of structures with the low resistivity (bearing thermal water) is estimated to 500–1000 m.

The existence of expressive faults was not confirmed. The opinion that faults cut the Košice Basin into smaller structures (Vranovská et al., 2000) requires revision. The low resistive structure is more or less continuous.

The low resistive structure is underlain by older sedimentary sequences (Early Triassic, Permian) and under then is situated the crystalline complex (Early Paleozoic).

The lava flows of the Slanské vrchy Mts. have thickness about 250 m and they are repeated several times in the section.

The low resistive structure continues to the Slanské vrchy Mts. under the Sarmatian volcanic complex. The

investigation of the continuation of the low resistive structure under the Slanské vrchy Mts. volcanic complex seems to be desirable.

It is apparent that magnetotelluric investigation enables obtaining the very important data about the low resistive thermal water bearing structures.

Acknowledgements. The authors thank to the Directorate of Sloveo-term a. s., especially Dr. O. Hálás, general manager and Dr. A. Vranovská, the geologist, for the agreement with publication of this paper and for permission to include the geological data from investigated area.

References

- Ádám, A., 1985: Electric conductivity increases in the earth's crust in Transdanubia (W-Hungary). *Acta geodet. geophys. montan. hung.*, 20, 173–182.
- Bañacký, V. et al., 1989: Explanations to a geological map of East-Slovak lowlands. *Geological survey of Slovak Republic, Bratislava*.
- Belbo, M. & Björnsson, A., 1985: Magnetotelluric results in north-east Iceland-electrical conductivity temperature, crust and mantle structure. *Acta geodet. montan. hung.*, 20, 153–158.
- Fournier, G. & Feber, J., 1985: The hot dome of Tacs Ralo in the NW Argentine. *Acta geodet. montan. hung.*, 20, 159–163.
- Fytikas, M., Garnish, J. D., Hutton, V. R. S., Staroste, E. & Wohlenberg, J., 1989: An integrated model for the geothermal field of Milos from geophysical experiments. *Geothermics*, 18, 611–621.
- Hutton, V. R. S., Glandopoulos, D., Dawes, G. J. K. & Pickup, G. E., 1989: A high resolution magnetotelluric survey of the Milos geothermal prospect. *Geothermics*, 18, 521–532.
- Hvoždára, M., 1990: Theoretical Wiese induction vectors for a three-dimensional prism in the vicinity of a vertical contact. *Stud. geophys. et geodet.*, 34, 249–260.
- Kaličiak, M. et al., 1996: Explanations to a geological map of the Slanské vrchy Mts. and Košice Basin – southern part. *Geological survey of Slovak Republic, Bratislava*.
- Semenov, V. Yu. & Kaikkonen, P., 1986: On magnetotelluric data analysis with example for the Kuhmo region in Eastern Finland. *Geophys. Dept. of the Oulu University, Finland, Report*, 13, 1–13.
- Vatin-Perington, N., Composielto, C., Mamani, M., Maidana, A., Keller, M., Gasev, J. C., Flores, C., Kurtz, R. D. & De Laurier, J., 1985: Magnetotelluric exploration in the Meager Mountain geothermal area, Canada. *Acta geodet. geophys. montan. hung.*, 20, 165–171.
- Vranovská, A., Drozd, V. & Hálás, O., 2000: Geothermal energy utilization – economic potential of Košice Basin. *Mineralia Slov.*, 30, 311–313.
- Wieladek, R., Nowozynski, K. & Tarlowski, Z., 1981: Application of the Choleski-Banachiewicz method to solving some linear systems of equations approximating Helmholtz's equation. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.*, G-2 (143), 3–12.

Environmentálnogeochemický prieskum chránenej krajinskej oblasti Malé Karpaty a jej okolia

JOZEF VESELSKÝ¹, ONDREJ ĎURŽA¹, ĽUBOMÍR JURKOVIČ¹, MILOSLAV KHUN¹ a VLADIMÍR STREŠKO²

¹Katedra geochemie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

²Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 20. 5. 2002, revidovaná verzia doručená 24. 1. 2003)

Of the environmental geochemical survey of the Malé Karpaty Mts. protected nature area

Environmental and geochemical study of the Malé Karpaty Mts. enables us to interpret the higher contents of Ni, Co, Cr, Sb, As, Zn, Pb, Cu, Cd, Hg and partly Se in soils as the influence of mining and smelting of ores (Pernek, Pezinok, Slovenský Grob). The higher contamination of NW slopes (Rohožník, Stupava) is probably due to several more distant sources under the influence of prevailing NW winds. The neighbouring of the town Bratislava is the most important source of soil pollution in studied area.

Key words: environmental and geochemical study, Malé Karpaty Mts., heavy metals

Úvod

Prírodné a antropogénne procesy prebiehajúce v najvrchnejšej časti litosféry – v pôde, hydrosfére a biosfére – vyvolávajú ustavičný pohyb (migráciu) chemických prvkov. Migrácia je často spätá s lokálnym nahromadením a v mnohých prípadoch aj s negatívnym účinkom chemických prvkov pre človeka a ostatné živé organizmy, a preto ochrana bioty vyžaduje poznať miestne akumulácie chemických prvkov a ich zlúčenín vrátane organických látok. Rizikové látky môžu pochádzať z prírodných a antropogénnych zdrojov a z nich sa hlavne povrchovou a podzemnou vodou, ale aj prostredníctvom poľnohospodárskych produktov môžu dostať do potravinového reťazca, a tak sa stať vážnym nebezpečenstvom pre zdravie zvierat a človeka. Nie menej významným je aj negatívne pôsobenie týchto činiteľov z hľadiska potenciálnej korózie kovových líniových stavieb uložených plytko pod povrchom (plynovodná sústava, ropovod a pod.; Milička a Šujan, 2002).

Na riešenie otázok environmentálnogeochemického vyhladávania akumulácií až anomálneho obsahu rizikových látok v istom regióne sme vybrali chránenú krajinnú oblasť Malé Karpaty (ďalej CHKO MK), ktorú z viacerých príčin považujeme za osobitný environmentálny región. Z geografického a geomorfologického hľadiska ide predovšetkým o Pezinské Karpaty ako horskú oblasť, Podmalokarpatskú nížinu ako priechod do Záhorskej nížiny na SZ a na JV o Podmalokarpatskú pahorkatinu ako priechod do Podunajskej nížiny. Na časti južnej strany sa nachádza aj národná prírodná rezervácia Šúr pri Svätom Jure. Pezinské Karpaty na svojej jz. hranici bezprostredne súvisia s lesoparkom ako významnou rekreačnou zónou Bratislavy. Za prírodné zázemie Bratislavy však možno považovať celé územie CHKO MK s ich charakteristickou

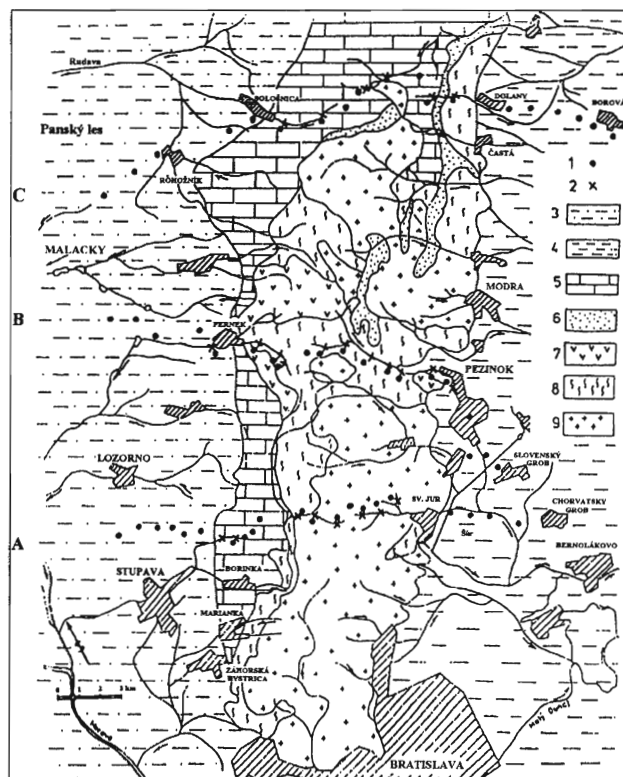
geologicko-tektonickou stavbou, výskytom rozmanitých typov hornín a nimi spätých mineralizácií a ložísk nerastných surovín, s ťažbou a úpravou, ktoré tu prebiehali ešte v nedávnej minulosti. Klimatické podmienky a hydrologické a hydrogeologické pomery umožňujú v tejto oblasti intenzívne lesné hospodárenie a na úbočiach Malých Karpát a v ich pahorkatinných oblastiach aj intenzívne pestovať vinič, zakladať ovocné sady a vykonávať ostatnú poľnohospodársku výrobu. Celú CHKO MK, ale najmä jej bezprostredné okolie, postihuje intenzívna doprava každého druhu. Osobitne negatívne pôsobia urbanizujúce prvky, najmä rozsiahly priemyselnosídelný komplex samotnej Bratislavy a ďalších miest, hlavne tých, ktoré do CHKO MK priamo zasahujú alebo sú do nej aspoň čiastočne situované.

Cieľ práce

Cieľom práce bolo zistiť miesta zvýšeného obsahu rizikových látok v pôde Malých Karpát ako prejavu prírodných zdrojov, t. j. podloží hornín a zrudnení, ale aj takých, ktoré môžu byť prejavom antropogénneho (technogénneho) znečistenia a pochádzať z bližšieho alebo vzdialenejšieho zdroja.

Metodika práce

Lokálny alebo líniový rozsah znečistenia lesnej a poľnohospodárskej pôdy aj aktívnych riečnych sedimentov v Malých Karpatoch sa zisťoval odberom vzoriek formou fixovaných profilov, t. j. na vybraných lokalitách. Tak možno stanoviť lokality na odber vzoriek napr. pramennej a tečúcej vody, biomasy a pod. (Veselský et al., 1996), ale aj na rozličné merania, napr. rádioaktivity alebo mag-



Obr. 1. Geologická mapa územia a schéma rozmiestnenia študovaných lokalít pôdných profilov. 1 – lokality odberu pôdných vzoriek, 2 – lokality odberu vzoriek aktívnych riečnych sedimentov, 3 – terciér (piesčité sedimenty), 4 – terciér (ílovitovápnné sedimenty), 5 – mezozoikum (karbonáty a karbonatické horniny vrátane mladopaleozoických melafýrov), 6 – mezozoikum (kremenec), 7 – paleozoikum (amfibolity a diority), 8 – paleozoikum (biotitické a sericiticko-biotitické fylity, svorové ruly a pararuly), 9 – paleozoikum (granity a granodiority).

Fig. 1. Geological map and localities of the studied soil profiles. 1 – localities of soil sampling, 2 – localities of stream sediment sampling, 3 – Tertiary (sandy sediments), 4 – Tertiary (clayey sediments), 5 – Mesozoic (carbonates and carbonatic rocks), 6 – Mesozoic (quartzite), 7 – Paleozoic (amphibolites and diorites), 8 – Paleozoic (biotite phyllite and sericite-biotite shales), 9 – Paleozoic (granites and granodiorites).

netickej susceptibilitu pôdných vzoriek, ktorá umožňuje pomerne rýchlo a dostatočne hodnoverne zisťovať relatívne humusové (vrchnopôdne) zvýšenie, t. j. index povrchovej kontaminácie, čo poukazuje na mieru znečistenia pôdy ťažkými kovmi (Đurža, 1999). Vopred vytýčené spoločné lokality fixovaných profilov na odber rôznych typov vzoriek zoradujeme do pruhov.

Pre obmedzené ekonomické podmienky, ale v úsilí čo najlepšie splniť vytýčený cieľ, sa vzorky pôdy a riečnych sedimentov odobrali z lokalít zoradených do troch pruhov fixovaných profilov (obr. 1). Pruhy boli zoradené naprieč horským masívom vo vzdialenosti v pomere 1 : 2 medzi pruhmi A – B a B – C. Pruh A bol situovaný čo najbližšie k zóne malokarpatského lesoparku patriaceho do územia Bratislavy. Tento pruh bol vytýčený v smere Lozorno – Stupava – Svätý Jur – Chorvátsky Grob, prechádzal mimo známych území so zrudnením a išlo pri ňom najmä o zistenie vplyvov urbanisticko-priemyselnej aglomerácie Bratislavy na bezprostredné životné prostredie.

Pruh B, Malacky – Pernek – Pezinok – Slovenský Grob, prechádza oblasťou so známymi zrudneniami s ešte nedávnou baníckou a úpravničkou činnosťou. Pruh C, Rohožník – Sološnica – Dolány – Borová, bol situovaný čo najďalej na SV od katastrov tvoriacich územie Bratislavy a približne vo vzdialenosti 20 km od pruhu A s cieľom zistiť intenzitu vplyvu prípadných polutantov prinášaných vzdušnými prúdmi z priemyselno-urbanistickej aglomerácie Bratislavy alebo aj z iných možných zdrojov. V území, ktorým prechádza pruh lokalít C, nie sú známe nijaké významné geogénne (prírodné) zdroje znečistenia (s výnimkou melafýrovej série).

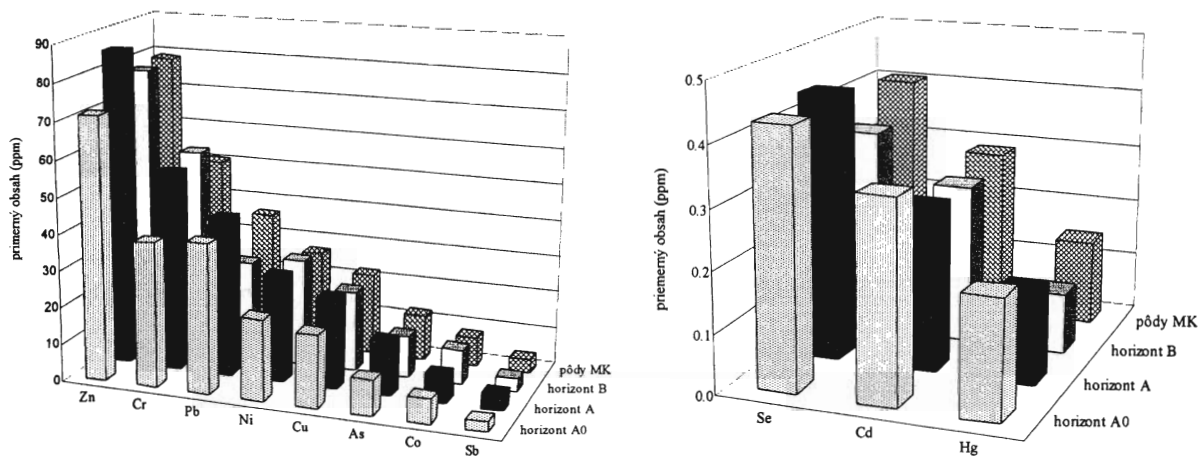
Postup prípravy vzoriek na analýzu, použité analytické metódy, ako aj medze stanovenia analyzovaných prvkov uvádza Veselský et al. (1998).

Výsledky a diskusia

Výsledky chemických analýz sledovaných rizikových látok poukazujú na to, že sa v rozličných lokalitách vyskytujú v hodnotách so značným rozptylom, a to nielen pri jednotlivých prvkoch, ale aj v závislosti od typu pôdy a jej horizontov (obr. 2, 3). Z chemických analýz skúmaných prvkov v pôde celej študovanej oblasti vyplýva, že pôda ako celok neprekračuje hodnoty A (referenčná hodnota – limit) udávané v rozhodnutí MP SR z roku 1994, ale treba poukázať na to, že napr. Ni, Cu, Se, ale sčasti aj Sb, As, Co, Cr a Zn v pôde niektorých častí regiónu prakticky dosahujú alebo prekračujú limit A, a to najmä tam, kde sú odrazom geologických podmienok (napr. prítomnosť čiernych bridlíc) alebo antropogénneho pôvodu – ako dôsledok banskej a úpravničkovej činnosti. Zistený priemerný obsah (resp. medián) podstatnej väčšiny sledovaných prvkov v pôde prekračuje alebo je vo veľkej miere v hornej časti rozpätia udávaného z rozličných regiónov sveta (Alloway, 1990; Fergusson, 1990; Kabata-Pendias a Pendias, 1992).

Výsledky analýz potvrdzujú, že As, Cu, Pb, Zn, Sb, a Se majú v pôde tendenciu koncentrovať sa v horizonte A. Je to ovplyvnené množstvom organických látok resp. humusu, ale aj ílových minerálov, seskvioxidov, prípadne fyzikálnochemickými a inými podmienkami v prostredí. V horskej a lesnej pôde, hlavne v horizonte B, sa spravidla koncentruje Cr, Ni a Co. V subhorizonte A₀ sledovaných druhov pôdy v oblasti Malých Karpát sa dosť často zistil zvýšený obsah Cd a Hg (obr. 4, 5), čiastočne aj Pb, čo môže poukazovať na to, že tieto prvky (hlavne však Cd) sú súčasťou polutantov technogénneho pôvodu.

Pri environmentálnom výskume sa nezisťuje len vplyv materských hornín (geologický vplyv) na vlastnosti pôdy, ale hlavne povrchové znečistenie pôdy ťažkými kovmi (antropogénny vplyv), a preto sa sledovalo relatívne humusové (vrchnopôdne) zvýšenie (RTE) koncentrácie prvku, teda pomer koncentrácie prvku vo vrchnej pôde (0–15 cm) k jeho koncentrácii v podklade (30–45 cm) ako index povrchovej kontaminácie pôdy (Colbourn a Thornton, 1978, in Alloway, 1990). Relatívne humusové (vrchnopôdne) zvýšenie obsahu prvkov v pôde má dosť výraznú tendenciu rastu na západnom až sz. okraji Malých



Obr. 2. Priemerný obsah študovaných prvkov v jednotlivých pôdnych horizontoch a pôdy každého druhu CHKO Malé Karpaty.

Fig. 2. Average content of studied elements of separate soil horizons and all soils of the Protected Landscape Malé Karpaty Mts.

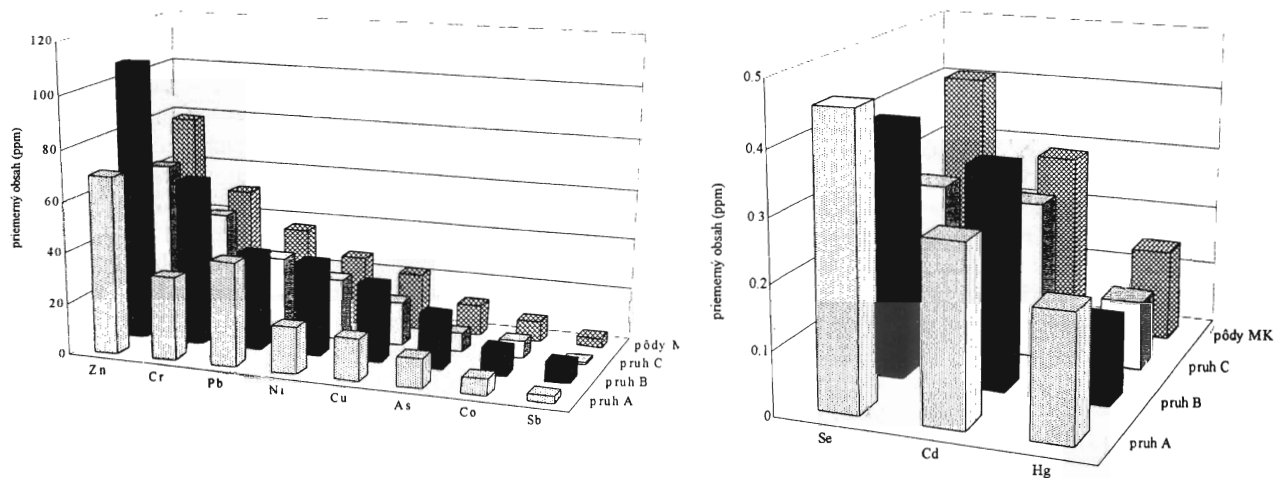
Karpát, čo potvrdilo aj hodnotenie nameranej pôdnej kapametrie (obr. 4, 5). To by mohlo naznačovať aj hlavný smer prínosu polutantov do študovanej oblasti vzdušnými prúdmi západného až sz. smeru z priestoru významných urbanisticko-priemyselných aglomerácií z bližšej alebo aj väčšej vzdialenosti. V zmysle rozhodnutia MP SR z roku 1994 obsah sledovaných prvkov však v tejto oblasti hranice kontaminácie neprekračuje.

Výsledky analýz spracované podľa častí regiónu (lesná pôda Malých Karpát, Podmalokarpatskej zníženiny a Podmalokarpatskej pahorkatiny) v podstate poukazujú na značnú kontamináciu pôdy podhorských oblastí v dôsledku znosu materiálu zo zvetranín horskej časti (tab. 1), kde prebieha denudácia hornín (napr. amfibolitov, čiernych bridlíc a pod.), ale aj zo zrudnenia rozličného typu, ktoré obsahuje zvýšenú koncentráciu prvkov, ako je As, Ni, Cr, Co, Cu, Sb a Zn, najmä na jv. svahoch Malých Karpát (tab. 2 a obr. 3).

Zistilo sa (Veselský et al., 1998), že sa Cu v pôde hromadí hlavne v horizonte A a sčasti aj B. Koncentrácia Cu v pôde tejto oblasti je od 6,00 do 76,42 mg.kg⁻¹. Vyššia koncentrácia tohto prvku je na jv. svahoch pohoria, kde sa s veľmi vysokou pravdepodobnosťou stanovila geochemická anomália nielen v pôde, ale aj v aktívnych riečnych sedimentoch Pezinského potoka od Stúp až po sz. okraj Pezinka, t. j. v smernej dĺžke približne 6 km.

Pb má koncentračné rozpätie od 10,78 po viac ako 100 mg.kg⁻¹. Napriek tomu, že má v pôdnych horizontoch premenlivý obsah, iba ojedinele je nad hranicu geochemickej anomálie, a to v blízkosti štôlne Gašpar v Perneckom potoku a v blízkosti ložiska Sb Pezinok, čo môže byť odrazom Pb-Zn zrudnenia na západnom svahu Cajlanskej Velkej homole.

V porovnaní s Cu a Pb sa Zn vyskytuje v oveľa širšom koncentračnom rozpätí, a to od 18,4 do 363 mg.kg⁻¹ a má tendenciu rasti hlavne v horizonte A a B (Veselský



Obr. 3. Priemerný obsah prvkov vo všetkých druhoch pôdy a fixovaných profiloch. A – Lozorno – Chorvátsky Grob, B – Malacky – Slovenský Grob, C – Rohožník – Borová.

Fig. 3. Average contents of studied elements of all soils and profiles. A – Lozorno – Chorvátsky Grob, B – Malacky – Slovenský Grob, C – Rohožník – Borová.

Tab. 1
Priemerný obsah prvkov v pôde v oblasti Malých Karpát (mg.kg⁻¹)
Average content of elements in soils of Malé Karpaty Mts. (mg.kg⁻¹)

	Zn	Cr	Pb	Ni	Cu	As	Co	Sb	Se	Cd	Hg
všetka pôda Malých Karpát (MK)	78,9	50,7	36,6	27,0	22,1	12,2	7,98	3,59	0,41	0,29	0,15
priemerný obsah v A ₀ (MK)	71,5	39,3	40,7	21,9	19,8	9,7	6,68	2,81	0,43	0,34	0,20
priemerný obsah v A (MK)	85,8	54,3	43,3	28,9	24,2	14,7	7,66	4,27	0,44	0,28	0,16
priemerný obsah v B (MK)	78,0	56,5	26,8	29,1	21,7	11,4	9,30	3,53	0,35	0,27	0,10
pruh Lozorno – Chorvátsky Grob	69,6	32,1	40,4	18,0	16,2	11,2	6,37	2,78	0,46	0,28	0,20
pruh Malacky – Slovenský Grob	108,0	64,6	37,5	36,3	29,8	20,9	10,33	7,43	0,40	0,35	0,13
pruh Rohožník – Borová	64,1	45,9	30,4	23,7	17,1	7,2	6,72	1,05	0,27	0,25	0,11
lesná pôda (MK)	80,7	51,4	42,6	27,7	19,7	12,0	8,51	1,90	0,55	0,31	0,18
pôda Podmalokarpatskej zníženiny	60,0	30,9	27,3	14,4	13,1	5,9	4,39	1,90	0,24	0,28	0,10
pôda Podmalokarpatskej pahorkatiny	92,5	67,2	33,7	37,0	34,5	18,7	10,15	8,64	0,44	0,26	0,13
pôda na piesčitoilovitých horninách	73,1	45,2	30,8	23,3	21,4	9,6	6,64	3,46	0,33	0,26	0,11
pôda na mezozoických karbonatických horninách	68,0	46,7	33,9	26,5	17,4	9,8	7,27	1,21	0,34	0,29	0,17
pôda na paleozoických granitoidoch	76,9	22,2	48,3	16,2	11,2	12,2	7,30	1,55	0,48	0,31	0,24
pôda na fylitoch a kryštalických bridliciach	105,2	76,3	46,8	42,4	35,0	21,9	12,28	8,32	0,79	0,37	0,14

Analýzy: GÚ Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava

Tab. 2
Priemerný obsah prvkov v pôde v okolí ložísk Pezinok – Pernek (mg.kg⁻¹)
Average element content in soil around the Pezinok – Pernek deposit (mg.kg⁻¹)

	As	Cd	Co	Cr	Cu	Hg	Ni	Pb	Sb	Se	Zn
počet vzoriek	48	53	53	44	53	53	53	52	49	41	52
priemer	19,02	0,34	10,76	67,11	31,56	0,13	38,38	37,94	7,43	0,54	100,62
medián	13,66	0,25	10,93	66,22	27,60	0,10	36,05	32,26	2,87	0,40	105,41
štandardná odchýlka	18,15	0,22	4,09	25,80	15,39	0,07	16,00	18,25	10,39	0,52	38,63
rozdiel max – min	91,40	0,82	19,75	111,81	70,42	0,31	66,90	83,33	47,67	2,67	159,01
minimum	3,09	0,03	0,25	13,31	6,00	0,03	6,49	10,98	0,85	0,12	18,40
maximum	94,49	0,84	20,00	125,12	76,42	0,34	73,39	94,31	48,52	2,78	177,41

et al., 1996). Na jv. svahu Malých Karpát sa zistilo výrazné zvýšenie Zn v pôde (horizont A) v oblasti Stúp. V aktívnych riečnych sedimentoch Pezinského potoka tvorí výraznú anomáliu od Sb ložiska Pezinok až po okraj mesta v dĺžke 6 km.

Výrazná geochemická anomália Co v takej istej dĺžke sa zistila v riečnych sedimentoch, pričom jeho obsah v pôde, hlavne v horizonte B, je podobný ako v aktívnych riečnych sedimentoch.

Cr má v najvrchnejšej časti pôdneho profilu tendenciu vylúhovania a medzi horizontom A a B nie sú v jeho obsahu výrazné rozdiely. Koncentrácia Cr dosahujúca hranicu geochemickej anomálie (126 mg.kg⁻¹) sa identifikovala len v horizonte B na jv. úpätí pohoria, a to od Sb ložiska Pezinok v dĺžke 6 km až po sz. okraj mesta Pezinok.

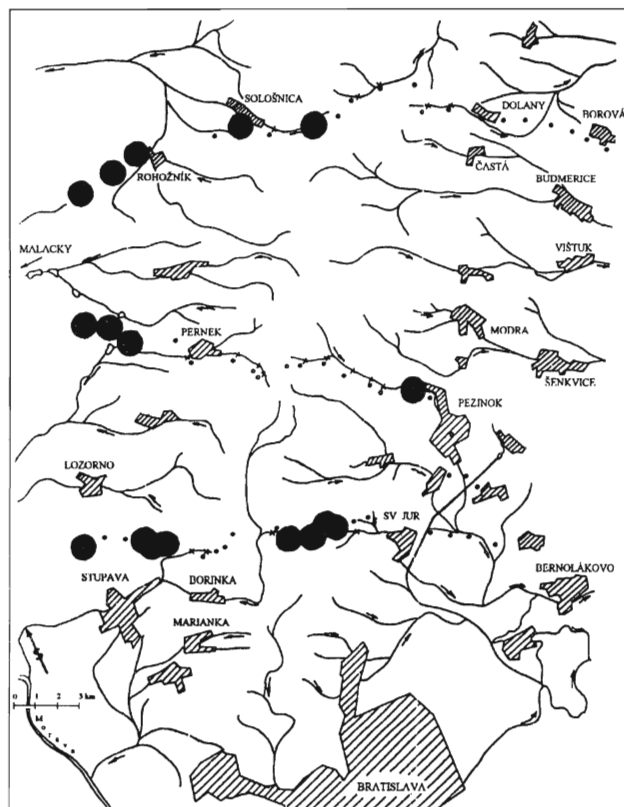
Cd sa v pôde aj v riečnych sedimentoch vyskytuje vo veľmi premenlivej koncentrácii (Veselský et al., 1996). Všeobecne má tendenciu hromadiť sa v pôdnom horizonte A a jeho výraznejšie geochemické anomálie sa nezistili. Ojedinele malo vyšší obsah blízko polymetalického zrudnenia v Perneckom potoku pri štolni Gašpar a na dvoch miestach v blízkosti stôlna Augustín (pod haldou).

Se sa sledoval iba na niektorých lokalitách oblasti. Jeho anomálna koncentrácia (2,78 mg.kg⁻¹ – horizont A) sa zistila blízko odkaliska Sb ložiska Pezinok.

Hg má osobité postavenie, ale koncentrácia tohto prvku v skúmanom regióne nedosahuje hranicu anomálie. Hg podrobne spracoval Forgáč a Streško (1993, 1995).

Najvýraznejšiu koncentráciu má As a Sb (Veselský et al., 1996). As má tendenciu hromadiť sa v horizonte A a jeho koncentrácia je od 3,09 do 9760 mg.kg⁻¹. Najvyšší obsah sa zistil v Hrubej Cajlanskej doline, najmä od Sb ložiska až po sz. okraj Pezinka, kde tvorí výraznú geochemickú anomáliu v dĺžke 4 km. Vysoký obsah As sa potvrdil nielen v pôde, ale aj v aktívnych riečnych sedimentoch. Vyšší obsah As sa zistil aj na mnohých iných miestach a jeho najvyššie koncentrácie (od 1200 do 1800 mg.kg⁻¹) na sv. okraji národnej prírodnej rezervácie Šúr pri Svätom Jure. Koncentrácie As v týchto geochemických anomáliách sú sčasti geogénneho (znos denudovacieho materiálu), sčasti antropogénneho pôvodu (ťažba a úprava rúd v oblasti). V zmysle rozhodnutia M.P. SR z roku 1994 obsah vysoko prekračuje aj hranice kontaminácie (až 300-krát), aj asanácie (180-krát).

Sb v zalesnenej horskej oblasti má tendenciu hromadiť sa v horizonte A₀ a v podhorskej oblasti v horizonte A (Veselský et al., 1996). Jeho koncentrácia je variabilná, v pôde od 0,85 do 5900 mg.kg⁻¹ a v aktívnych riečnych sedimentoch od 1,95 do 1040 mg.kg⁻¹. Najvyššie znečistenie pôdy aj aktívnych riečnych sedimentov sa zistilo



Obr. 4. Hodnoty RTE obsahu Hg + Pb + As + Sb > 2,0.

Fig. 4. RTE values of elements contents Hg + Pb + As + Sb > 2,0.

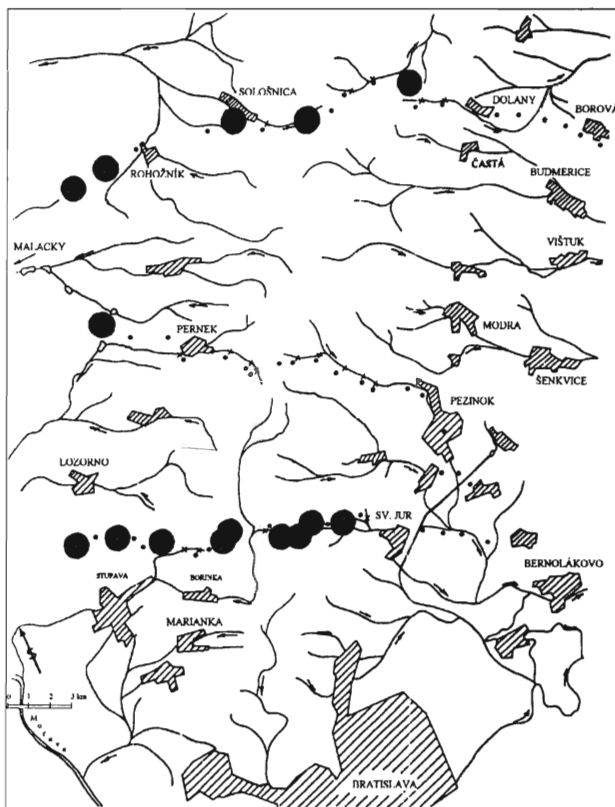
v dĺžke 4 km od ložiska Sb Pezinok až po SZ okraj Pezinka. Vyšší obsah Sb sa identifikoval aj na iných miestach, najvýznamnejší (od 1300 až do 1800 mg.kg⁻¹) na sv. okraji národnej prírodnej rezervácie Šúr.

Všeobecne možno konštatovať, že vyšší obsah Ni, Co a Cr súvisí s ich zvýšeným obsahom v podloží horninách. Zistený obsah Pb, Zn, Cu a Se považujeme za odraz ich výskytu v mineráloch zrudnenej oblasti. Obsah As, ale aj Sb, ktoré v skúmanej oblasti vysoko prekračujú hranicu kontaminácie aj asanácie, pokladáme predovšetkým za antropogénne znečistenie, dôsledok ťažby a úpravy Sb rúd hlavne ložiska Pezinok.

Záver

Aj touto prácou sa potvrdzuje, že oblasť kontaminácie, ktorá dosahuje vysoký stupeň a zasahuje okraj okresného sídla Pezinok, je oveľa väčšia, ako predpokladal Veselský et al. (1996). Rozsah tohto znečistenia (vrátane ďalších prvkov – Pb, Cd, Cu a Zn) zasahuje okraj okresného sídla Pezinok, ako aj sv. okraj bratislavského lesoparku, významného rekreačného zázemia Bratislavy, i prírodnú rezerváciu Šúr. Zvýšený obsah uvedených prvkov je výsledkom ich znosu z intenzívne zrudneného pezinoko-perneckého regiónu, a to ako produktov zvetrávania a denudácie, tak aj technogenézy, t. j. produktov po banskej, úpravnickej, ako aj inej činnosti človeka.

Keďže na sz. svahoch Malých Karpát je najvyššie povrchové znečistenie pôdy všetkými sledovanými prvkami, ide



Obr. 5. Hodnoty RTE magnetickej susceptability > 1,2.

Fig. 5. RTE values of magnetic susceptibility > 1,2.

pravdepodobne o niekoľko vzdialenejších zdrojov znečistenia. Hlavný smer prínosu polutantov do študovanej oblasti je vzdušnými prúdmi západného až sz. smeru. Ale najvýznamnejším zdrojom povrchového znečisťovania sledovaného územia, najmä jeho južnej časti, je aglomerácia Bratislavy.

V zmysle uvedených konštatácií znovu pripomíname už skoršie odporúčanie (Veselský et al., 1996) vykonať podrobný prieskum predovšetkým tých častí malokarpatského regiónu, kde sa potvrdil vyšší obsah hlavne takých rizikových prvkov, ako je As a Sb.

Pri zdôrazňovaní potreby ďalšieho resp. podrobnejšieho prieskumu v tejto oblasti popri spresnení rozsahu kontaminácie považujeme za dôležité aj štúdium fyzikálnochemických foriem výstupu sledovaných prvkov v pôde. Odporúčame venovať väčšiu pozornosť kontaminácii povrchových aj podzemných vôd uvedenými prvkami, pretože voda je najvýznamnejším médiom, cez ktoré prvky migrujú a ktoré umožňuje ich vstup do rastlín, živočíchov, ale i do ľudského organizmu.

Práca vznikla s podporou grantovej úlohy VEGA 1/9163/02.

Literatúra

- Alloway, B. J. (eds.), 1990: Heavy metals in soils. *Blackie and Son Ltd., Glasgow*, 1–339.
 Durza, O., 1999: Heavy metals contamination and magnetic susceptibility in soils around metallurgical plant. *Phys. Chem. Earth (A)*, 24, 6, 541–543.

- Fergusson, J. E., 1990: The heavy elements: Chemistry, environmental impact and health effect. *Pergamon Press, London*, 1–614.
- Forgáč, J. & Streško, V., 1993: Výskyt ortuti v pôdnom profile a potочно sedimente chránenej oblasti Malých Karpát. *Mineralia Slov.*, 25, 125–130.
- Forgáč, J. & Streško, V., 1995: Ortuť v pôde a dnových sedimentoch potokov Malých Karpát a ich podhorí. *Mineralia Slov.*, 27, 375–382.
- Kabata-Pendias, A. & Pendias, H., 1992: Trace elements in soil and plants. 2nd ed. CRC Press, Boca Ration F. C., London, 1–365.
- Milička, J. & Šujan, M., 2002: Vplyv geochemického prostredia na koróziu potrubí. *Slovgas*, 11, 5–6, 14–16.
- Rozhodnutie Ministerstva pôdohospodárstva SR o najvyšších prístupných hodnotách škodlivých látok a o určených organizácií oprávnených zisťovať skutočné hodnoty týchto látok (č. 531/1994-540). *Bratislava, Vest. Min. pôdohosp.*, 1994.
- Veselský, J., Forgáč, J. & Mejeed, S. Y., 1996: Kontaminácia pôdy a aktívnych riečnych sedimentov Malých Karpát (oblasť Pezinok – Pernek). *Mineralia Slov.*, 28, 3, 209–218.
- Veselský, J., Jurkovič, L. & Ďurža, O., 1998: Výsledky environmentálnogeochemického prieskumu vo významnej CHKO – Malé Karpaty. In: *Prieskum a hodnotenie znečistenia prostredia. BIJO Slovensko, spol. s r. o., 17–41.*

Of the environmental geochemical survey of the Malé Karpaty Mts. protected nature area

The chosen study region – the Malé Karpaty Mts. protected nature area has from the viewpoint of environmental geochemical research several peculiarities (raw materials dressing, the car plant, the forest and soil economy, the transport, etc.). Very important is also a fact, that Bratislava – the big industrial agglomeration – is situated nearby and studied region is favourite place of recreation for many of its inhabitants (Fig. 1).

According to our investigations, the high contents of Hg are concentrated in the upper horizons of the soil profile. The other elements are similarly associated to the organic matter. Consequently, the vertical distribution of Hg in the soil profile shows a decreasing trend from the A₀ horizon downward to the B horizon. Among the investigated 12 elements As, Pb, Sb, Zn and partially Cd show a similar trend (Fig. 2). Association of these elements with the organic matter in the upper horizon of the soil profile may give the

strong evidence to their transport by atmospheric fall and consequently their easy access to the biological cycle.

It is important that some soil elements (Ni, Cu, Se, Sb, As, Co, Cr, Zn) reach or exceed A-limit values according to the decision of the Ministry of Agriculture of Slovak Republic No. 531/1994-540, especially for environment affected by geological conditions (e. i. black shales) or as consequence of mining. The highest values of these elements content and also Hg and Pb occur in W and NW slopes of the Malé Karpaty Mts. (Fig. 4). The higher contamination of W and NW slopes is probably due to several more distant sources under the influence of prevailing W and NW winds.

The natural environment, i. e. its geological – geochemical character in the region of Malé Karpaty Mts. enables us to interpret the source of Ni, Co, Mn, Cr, Sb and Se as the influence of mining and smelting of ores in the concerned region (Pernek, Pezinok – Cajla).

Mrazové klíny v kvartérnych sedimentoch Košickej kotliny – ich genéza a chronostratigrafia

JÁN KOŠTÁLIK

Katedra geografie Prírodovedeckej fakulty UPJŠ v Košiciach

(Doručené 20. 11. 2002, revidovaná verzia doručená 18. 2. 2003)

Frost wedges in Quaternary sediments of Košice Basin – their genesis and chronostratigraphy

In this article we present genesis, characteristics and chronological classification of frost wedges and other cryogenic structures being formed by geomorphological investigations in northern part of Košice Basin. In the locality of Košice we have identified two permafrost wedges (in the depth 107 cm and 75 cm) which are filled with gravels of different sizes. In their superposition is 38–47 cm thick layer of weak-carbonate loess.

In the locality Petrovany–Močarmany we found during 1986, 1992 and 1996 in the through Quaternary sediments geological profile two generations of frost wedges.

The older one, which is in the basal periglacial accumulation, is represented by 4 to 7 frost wedges in the depths 80 till 103 cm of bag till onion shape from period glacial Donau (D). In their superposition we have found 165 cm deep and 26 cm wide frost wedge which was filled with fossil black soil from interglacial Gunz – Mindel (G/M) period.

In the locality Prešov in the Riss terrace of river Torysa in the relative high (18–22 m) by digging of foundation for supermarket PRIOR we have found the frost wedge which was 112 cm deep, 60 cm wide and frost packet 84 cm deep and 46 cm wide. Cryogene structures are filled with gravel of different sizes.

Key words: cryogene structures, frozen wedge, periglacial accumulation, cryoturbation, molisol

Úvod

Systematický výskum kvartérnych sedimentov (riečnych terás, periglaciálnych kužeľov, spraše, eolického piesku, fosílny pôdy) v rozličných typoch georeliéfu Západných Karpát je príspevkom do poznania kryogénnych procesov prebiehajúcich v kvartéri.

Rad vedcov skúmajúcich geologické pomery a zaoberajúcich sa kvartérom v Západných Karpatoch (Lukniš a Bučko, 1953; Lukniš, 1955; Pelíšek, 1961; Mazúr, 1963; Baňacký, 1964; Vaškovský, 1970, 1977; Košťálik, 1974, 1976, 1999) aj ďalší autori opísali z kryogénnych štruktúr mrazové klíny, mrazové hrnce, palsy, prejavy kryoturbácie, solifukcie, involučné štruktúry, ako aj formy hnedých vrstvičiek zistených najmä v eolických a fluviálnych sedimentoch, ktoré českí autori (Žebera, 1953) označili ako „plástevný podzol“, Kvitkovič (1961) a Vaškovská (1963) ako vrstvičky ílovitého piesku hrubé 1–10 cm, maďarskí autori (Stefanovits, 1963) ako „kovárványové vrstvy“ a poľskí ako „laminy i smugy ciemniejszego“ (Cegla, 1972). O ich genéze je viac hypotéz, ale vyžadovali by osobitnú pozornosť, a tak záujemcom o túto oblasť odporúčame zoznam literatúry citovaných autorov.

Výskyt kryogénnych štruktúr v kotlinovom reliéfe Západných Karpát dokumentuje existenciu permafrostu aj klimatické oscilácie v pleistocéne, pomáha pri štúdiu paleogeoreliéfu a je nesporným vkladom do klimatickej geomorfológie na Slovensku.

Tento príspevok obsahuje genézu a charakteristiku kryogénnych štruktúr zistených na lokalite Košice, Petrovany-Močarmany a Prešov. Ich poznanie pomohlo chronologicky zaradiť kvartérne sedimenty najmä na lokalite Petrovany-Močarmany, ktorá je z hľadiska výskytu viacerých fosílnych komplexov na Slovensku unikátna.

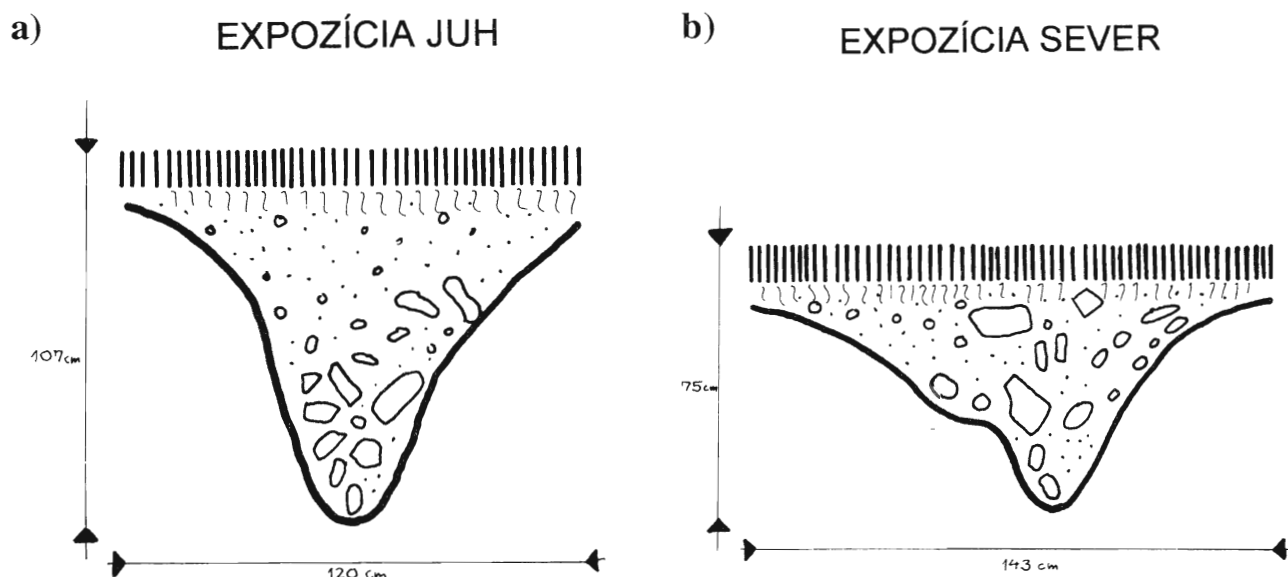
Poloha a charakteristika študovaných lokalít

Lokalita Košice

Mrazové klíny sme na tejto lokalite zistili na jeseň v roku 2001 v odkryve stavebnej parcely medzi benzínovým čerpadlom fy ÖMV a predajňou automobilov fy Opel (asi 60 m od štátnej cesty Košice – Prešov) na najnižšej kryhe bočného zosuvu na západnom okraji sídliska Furča v relatívnej výške 16–22 m nad úrovňou Hornádu.

V bazálnej časti odkryvu (južnej expozície) vystupuje súvrstvie svetlosivého ílu s polohami drobného štrku prestupenými vrstvičkami hnedého ílu hrubými 2 až 7 cm (klčovské súvrstvie; Kaličiak et al., 1991). V južnej časti odkryvu (foto 1) vystupuje sčasti deformovaná štrková poloha kryhového zosuvu pestrého petrografického zloženia hrubá 176 m (štrk pochádza z vysokých terás Hornádu, ktoré sú sporadicky sledovateľné po ľavej strane doliny).

V stenách odkryvu s expozíciou Z a S (pozri obr. 1a, b) sme zistili dva mrazové klíny vyplnené štrkom a fosílnu pôdu pseudoglejového typu.



Obr. 1. Mrazové klíny na lokalite Košice. a – Expozícia juh. b – Expozícia sever.

Fig. 1. Frost wedges in locality of Košice. a – Southern exposition. b – Northern exposition.

Mrazový klin identifikovaný v stene odkryvu orientovanej na Z je hlboký 107 a široký 120 cm (obr. 1), vyplnený štrkom (priemer 8–12 cm) aj drobným pieskom (2 x 3 cm). V nadloží štrku je poloha slabokarbonátovej spraše hrubá 42 cm, na ktorej sa pri pedogenéze sformoval humusový horizont recentnej černoze.

Mrazový klin č. 2 (obr. 1b) je v stene orientovanej na S, je hlboký 75 cm, široký (v hornej časti) 143 cm a v bazálnej časti ho vyplňa štrk väčšieho kalibru. V jeho nadloží (v rohu záberu) sme zistili pseudoglejový Bg horizont hrdzavohnedej farby (MUNSEL 7.5 YR 6/6–8) s výraznými Mn konkréciami s priemerom 1–3 cm. V superpozícii štrku je sprašová poloha hrubá 38–47 cm a na nej sa vyvinul humusový horizont černoze.

Petrografické zloženie štrku je pestré. Prevažuje v ňom žilný kremeň a kvacity, menej je granitu, metamorfítov, pieskovca, pestrých bridlíc a rohovca. Kaliber štrku je od 8 do 12 cm, častý je štrk s priemerom 2 x 3 cm a maximál-

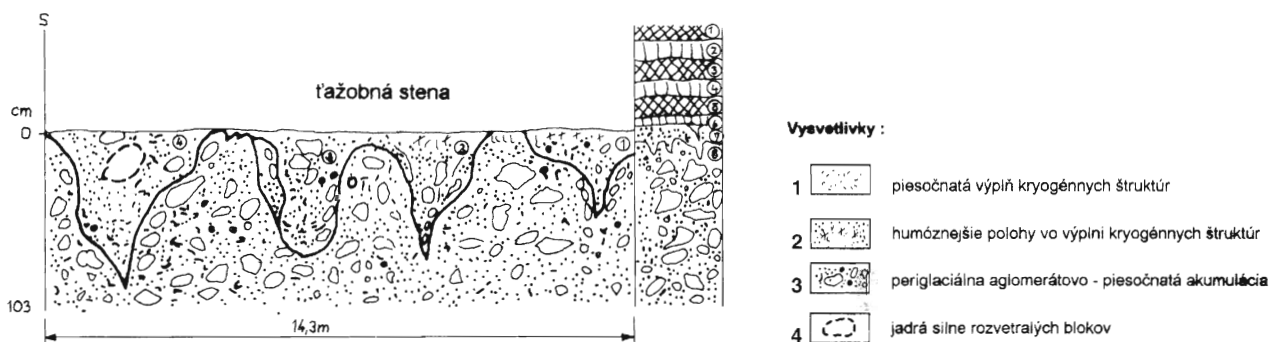
ny rozmer je 22 x 12 a 24 x 14 cm. Štrk v mrazových klínoch je zvrstvený kryoturbáciou a usmernený. Podľa pozície zosuvu predpokladáme, že sa štrkové polohy formovali v poslednom würmskom glaciáli resp. v starom holocéne.

Humusový horizont černoze na spraši sa vyvíjal pri teplote od –1 do +2,5 až +3 °C v niektorom z würmských interštádií alebo v starom holocéne počas interštádiu Böllig a Alleröd.

Lokalita Petrovany-Močarmany

Lokalita sa nachádza južne od obce na ľavej strane Torýs v súčasnosti sporadicky exploatovanej tehelne v nadmorskej výške 270–285 m okolo 200 m od štátnej cesty Prešov – Drienov v severnej časti Košickej kotliny (pozri schematický náčrt).

Kryogénne štruktúry sme zistili počas ťažby suroviny expedovanej do tehelne v Drienovskej Novej Vsi v roku



Obr. 2. Detail z výskytu kryogénnych štruktúr na lokalite Petrovany-Močarmany. 1 – piesočnatá výplň kryogénnych štruktúr, 2 – humóznejšie polohy vo výplni kryogénnych štruktúr, 3 – periglaciálna aglomerátovo-piesočnatá akumulácia, 4 – jadrá silne rozvetralých blokov periglaciálnej akumulácie.

Fig. 2. Detail from occurrence of cryogenic structures in locality Petrovany-Močarmany. 1 – sand packing of cryogenic structures, 2 – humus position in the packing of cryogenic structures, 3 – periglacial agglomerate – sand accumulation, 4 – cores of strongly weathered periglacial accumulation blocks.

1986 vo fosílnom rubikovanom (Btr) horizonte parahnedozeme (v zmysle Kubieny, 1953) a potom v roku 1992 a 1996 vo výkope odpadového kanála pre pripravované poľné hnojisko v hĺbke 8,5 m. Kryogénne štruktúry sa našli v periglaciálnej akumulácii potoka Delňa uloženej na neogénnych sedimentoch karpátu (na vrstvách zelenosivého piesku kladzianskeho súvrstvia; Kaličiak et al., 1991).

Z vrto v geologického prieskumu (Čuchráč et al., 1977) vyplnilo, že periglaciálna akumulácia dosahuje 5–6 m. Podľa nášho zistenia z roku 1972 sa približne v 240 m defilé hliniska od severného okraja ťažobnej steny hrúbka mení od 216 do 380 až 430 cm. V ryhe širokej 2 m bolo možno sledovať habitus aj kaliber akumulácie, ako aj priebeh kryogénnych procesov. Akumuláciu budujú pyroxénovoamfibolické andezity s rozlične veľkým štrkom (7 x 6, 3 x 12, 14 x 22, 20 x 20, 15 x 30 cm), no časté sú aj bloky veľké 40 x 70 cm, prípadne až 1 m. Štrk býva ostrohranný, zagulatený aj silno navetraný a pri údere kladivom sa bloky rozpadávajú na piesok. Medzernú hmotu tvorí piesčitá hlina s $Md = 0,027$, $So = 5,8$ (Janočko in Kaličiak et al., 1991), čo v starom pleistocéne vo vrchnej rozťahujúcej sa vrstve permafrostu v molisóle (Bryan, 1946) vytváralo vhodné podmienky na pôsobenie kryogénnych procesov.

Pri našom vyše 30-ročnom výskume lokality sme zachytili dve generácie mrazových klínov a to nám umožnilo zaradiť bazálne časti profilu aj chronologicky.

Staršiu generáciu kryogénnych foriem zachovanú v molisóne, najvrchnejšej časti periglaciálnej akumulácie, reprezentujú 4 až 7 mrazových klínov (pozri schematický náčrt). Sú hlboké 80 až 103 cm, vrecovitého až cibulovitého tvaru, syngenetické s periglaciálnou akumuláciou a ich vývoj chronologicky zodpovedá najstaršiemu pleistocénu – glaciálu donau (D).

V južnej časti lokality mrazové klíny vyplnil piesčitý materiál (priemer zŕn 0,05–0,25 mm; 35,72 až 42,61 %) oranžovočervenohnedej farby (MUNSEL 2.5 YR 7/6–8 až 6/6–8; Košťálik, 1999) z nadložného horizontu, ktorý typologicky predstavuje fosílny (Btrg) horizont rubifikovanej slaboošľajovanej parahnedozeme (Kubieny, 1953) a vyvíjal sa na aleuropelitických sedimentoch v interglaciáli donau – gүнz (D/G).

Opakované roztápanie sa ľadu počas interglaciálu v mrazových klínoch a zamŕzanie vody v ďalšom glaciáli gүнz v regelačnej zóne (molisóle) v hĺbke 1 až 5 m pri teplote -1 až -5 °C (Bryan, 1946) spôsobilo, že vznikli rozličné mikroformy – mikroturbačné štruktúry s výraznými hydroxidmi zvrstvené, mrazom načuchané a krypturbačiou usmernené skupiny blokov, tlakové deformácie, ako aj na piesok rozvetrané bloky. V najvrchnejších častiach mrazových klínov (č. 1, 2, 3 a 4) sa vyskytujú tmavšie, humóznejšie polohy, svedčiacie o existencii trávnej vegetácie v podmienkach sprásovej tundry.

Glaciál gүнz sa v južnej časti lokality Petrovany-Močarmany prejavil intenzívnou denudáciou a redukciou (Btrg) horizontu. V dôsledku poklesu teploty pod 0 °C (v zmysle Cailleuxa a Taylora, 1954, predpokladáme -5 až -6 °C), keď prevládali chladné, drsné podmienky,

v interglaciálnom horizonte vznikol 165 cm hlboký a 26 cm široký mrazový klín mrkvovitého tvaru.

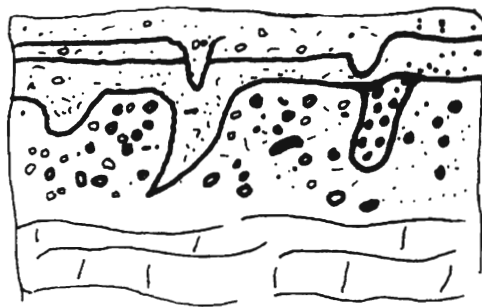
Pokračujúci sedimentačný cyklus sa prejavil uložením spráse v hrúbke 48 cm (priemer zŕn $< 0,01$ mm; 46,52 %, $CaCO_3$ 0,125 %) a na nej sa v teplých obdobiach interglaciálu gүнz – mindel (G/M) vyvinul humusový horizont fosílny černozeme, ktorá mrazový klín vyplnila.

Ďalšie klimatické zmeny v glaciáli mindel a v strednom pleistocéne sa prejavili denudáciou sprásových akumulácií a predpokladáme, že aj zmenami paleoreliéfu a vývojom komplikovaných fosílnych pôdných komplexov, v ktorých sme výskyt kryogénnych štruktúr doteraz nezaregistrovali.

Lokalita Prešov

Lokalita je v intraviláne mesta Prešov. Pri hĺbení základov obchodného domu PRIOR v roku 1985 sme v štrku riskej terasy Torysy v relatívnej výške 18–22 m zistili mrazový klín hlboký 112 a široký 60 cm vyplnený paleogénnym štrkom a štrkopieskom (s priemerom 1–3 cm).

Vo vrchnej časti akumulácie sme našli ďalší mrazový klín, hlboký 40 cm a vyplnený piesočnatým materiálom, v strednej sme identifikovali mrazovú kapsu vrecovitého tvaru hlbokú 84 a širokú 46 cm, zaplnenú štrkom prevažne flyšového charakteru (s priemerom 5–7 až 11 cm) a v celom profile sme zaregistrovali aj prejavy krypturbačie a usmernenie štrkovej akumulácie.



Obr. 3. Výskyt kryogénnych štruktúr na lokalite Prešov v riskej terase Torysy.

Fig. 3. Occurrence of cryogene structures on locality Prešov in riss terrace of river Torysa.

Záver

Výskyt kryogénnych štruktúr zistených na lokalite Košice, Petrovany-Močarmany a Prešov v severnej časti Košickej kotliny dokazuje, že permafrost v pleistocéne zaberá väčšie areály, ako uvádzajú doterajšie literárne pramene. Najmä v prolúviálnych a eolických sedimentoch vznikalo vhodné prostredie a v ňom za podmienok sezónneho rozmŕzania permafrostu pri teplote -1 až -6 °C prebiehali intenzívne kryogénne procesy.

Kryogénne štruktúry sa vyskytujú v periglaciálnej akumulácii a vo fosílnych pôdach rubifikovanej parahnedozeme na lokalite Petrovany-Močarmany, v štrkových polohách riskej terasy rieky Torysy v Prešove a v kryhovom zosuve na lokalite Košice.

Na základe typov kryogénnych štruktúr (mrazových klinov, mrazových hrncov, prejavov kryoturbácie, zvrtenia a orientácie štrkových polôh a involučných štruktúr) predpokladáme, že hĺbka permafrostu v severnej časti Košickej kotliny pri priemernej ročnej teplote -2 až -6 °C dosahovala 2 až 5 m. Ich formovanie časovo zapadá do obdobia starého pleistocénu – glaciál, donau až gүнz (na lokalite Petrovany-Močarmany), do obdobia glaciálu ris (na lokalite Prešov) a do glaciálu würm (na lokalite Košice).

Literatúra

- Bryan, K., 1946: Cryopedology – the study of frozen ground and intensive frost-action with suggestions on nomenclature. *Amer. J. Sci.*, 244, 622–644.
- Budel, J., 1951: Die Klimazonen des Eiszeitalters. *Eiszeitalter u. Gegenw.*, 1, 27–39.
- Cegla, J., 1972: Sedimentacja lessów Polski. *Acta Univ. wratislaviensis*, 168, Stud. Geogr., 17, Wrocław, 1–168 p.
- Czudek, T., 1986: Pleistocénny permafrost na území Československa. *Geogr. Čas.*, 38, 2–3, 245–252.
- Czudek, T., 1997: Relief Moravy a Slezska v kvartéru. *Sursum Tišnov*, 1–293 s.
- Čuchráč, M., Hrinko, V., Vondráček, L. & Valko, T., 1977: Záverečná správa a výpočet zásob Močarmany-DP tehliarska surovina, stav k 1. 11. 1976. *Bratislava, SGÚ, Spišská Nová Ves, GP*, 1–76 s.
- Demek, J., 1984: Fossil periglacial phenomena in Czechoslovakia and their paleoclimatic evolution. *Scr. Univ. Purkyn. brun., Geol.*, 343–358.
- Dylik, J., 1953: O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski. *Lodzkie Towarzystwo Naukowe. Wydział III*, 24, Łódź, 15–31.
- Janočko, J., 1986: Kvartérne sedimenty severnej časti Košickej kotliny a Slanských vrchov. *Mineralia Slov.*, 18, 3, 212–212.
- Kaličiak, M., 1991: Geologická mapa Slanských vrchov a Košickej kotliny – severná časť. 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ*.
- Košťálik, J., 1967: Paleopedologické a stratigrafické pomery na sprášvom profile Nitra-Čermáň. *Geogr. Čas.*, 19, 4, 327–342.
- Košťálik, J., 1974: Charakteristika a stratigrafia fosílnych pôd a spráš Nitrianskej pahorkatiny. *Náuka o Zemi, Sér. pedol.*, 8, 9, 1–143.
- Košťálik, J., 1999: Spráše a fosílné pôdy východného Slovenska, ich genéza, chronostratigrafia a využitie. *Práce Katedry geografie Prírodovedeckej fakulty UPJŠ Košice*, 1–191.
- Kubiena, W., 1953: Bestimmungsbuch und Systematik der Boden Europas. Stuttgart, 1–253.
- Ložek, V., 1973: Příroda ve čtvrtorohách. *Praha Academia, NČSAV*, 1–372.
- Lukniš, M. & Bučko, Š., 1953: Geomorfologické pomery Podunajskej nížiny medzi Novými Zámkami a Komárnom. *Geogr. Čas.*, 5, 3–4, 131–168.
- Lukniš, M., 1955: Správa o geomorfologickom výskume Malých Karpát (dolina Vydrice). *Geogr. Čas.*, 7, 3–4, 214–226.
- Maruszczak, H., 1956: Klíny lodowe schyłkowego stadium zlodowacenia bałtyckiego w lessach Wyżyny Lubelskiej. *Ann. Univ. Marie Curie-Skłodowska, Ser. B*; 9, 37–52.
- Mazúr, E., 1963: Žilinská kotlina. *Bratislava, SAV*, 1–185.
- Pécsi, M., 1963: Die periglaziálnen Erscheinungen in Ungarn. *Petermanns geogr. Mitt.*, 105, 161–182.
- Pelíšek, J., 1961: Pleistocénny sprášové zeminy a holocénny říční sedimenty Východního Slovenska. *Anthropozoikum*, 9, 1959, Praha, ČSAV, 175–201.
- Poser, H., 1931: Beiträge zur Kenntnis der arktischen Bodenformen. *Geol. Rdsch.*, 200–231.
- Sekyra, J., 1960: Působení mrazu na půdu. Kryopedologie se zvláštním zřetelom k ČSR. *Geotechnica, Praha, ČSAV*, 27, 1–164.
- Soergel, W., 1936: Diluviale Eiskeile. *Z. Dtsch. geol. Gesell. (Stuttgart)*, 88, 42–61.
- Tricart, J. & Cailleux, A., 1972: Introduction to Climatic Geomorphology. London, Longman, 1–128 p.
- Troll, C., 1944: Strukturboden, Solifluktion und Frostklima der Erde. *Geol. Rdsch.*, 34, 545–694.
- Vaškovská, E., 1982: Výskum fosílnych pôd v Močarmanoch. *Manuskript, archív GÚDŠ Bratislava*, 1–12.
- Vaškovský, I., 1970: Periglaciálne javy v JV časti Podunajskej nížiny. *Geol. Práce, Spr.*, 193–201.
- Žebera, K., 1943: Pleistocénny mrazové pukliny a mnohoúhelníkové mrazové pôdy v Čechách. *Sbor. Čs. Společ. zeměp.*, 48, 1–2, 10–16.

Frost wedges in Quaternary sediments of Košice Basin – their genesis and chronostratigraphy

Documentation of cryogenic structures in the localities Košice, Petrovany-Močarmany and Prešov in the northern part of the Košice Basin indicates the existence of permafrost in the period of Pleistocene. Especially proluvial and eolian sediments represent a suitable environment in which under the conditions of seasonal defrosting of the permafrost at the temperatures of -2 to -60 °C, the intensive cryogenic processes were also running in the Carpathian Basin relief.

The frost wedges were found in the locality of Košice in the autumn 2001 in the block slip in the building plot outcrop between the petrol station ÖMV and the car shop OPEL in Prešov road in a relative height of 16–22 m above the level of the river Hornád (Fig. 10a, b).

The frost wedge found in the wall exposed to the west is 107 cm deep and 120 cm wide, the second one found in the wall exposed to the north is 75 cm deep and 143 cm wide. They are filled with gravel of various gauge (22 x 12.8, 8 x 12, 2 x 3), coming from high terraces of the river Hornád. In their superposition there is 25–42 cm strong location of light carboniferous loess with developed humus horizon.

The cryogenic structures in the locality Petrovany-Močarmany occur in two generations. Four to seven frost wedges (Fig. 2) 80–103 cm deep of bag almost onion shape, partially filled with gravel and sand material (the diameter 0.05–0.25 mm; 35.72–42.61 %) of fossil (Btrg) horizon of rubified para-brown

soil (Kubiena, 1953) from the interglacial Donau – Günz (D/G) represent the older one, preserved in the basal periglacial generation located in the Neogene sediments of Karpatian.

The frost wedge 165 cm deep and 26 cm wide found in the superposition is arranged to the younger generation. It is filled with humus horizon of fossil black soil from the interglacial Günz – Mindel (G/M).

The cryogenic forms in the locality Prešov (frost wedge 112 cm deep and 60 cm wide and the frost pocket 84 cm deep and 46 cm wide) occur in the fluvial gravel of Riss' terrace of the river Torysa in the relative heights of 18–22 m. They were filled with paleogenic gravel and coarse sand with a diameter of 1–3 cm. The habitus of gravel accumulation has signs of cryoturbatory processes.

Based upon the types of cryogenic structures (frost wedges, frost pockets, manifestations of cryoturbation and involution structures), the depth of permafrost in the northern part of the Košice basin is supposed to reach 2–5 m at the average annual temperature of -2 to -6 °C. Formation of frost wedges chronologically falls within the old Pleistocene, glacial Donau up to Günz (in the locality Petrovany-Močarmany), in glacial Riss in the locality Prešov and glacial Würm (in the locality Košice).

Finding the cryogenic structures in the northern part of Košice Basin gives evidence on the existence of permafrost, which contributes to the development of climatic geomorphology in Slovakia.

Sekundárne minerály Pb-Zn ložiska Jasenie-Soviansko v Nízkyh Tatráh

JARMILA LUPTÁKOVÁ¹ a MARTIN CHOVAN²

¹Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica

²Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 24. 3. 2003, revidovaná verzia doručená 9. 4. 2003)

Supergene minerals in the Pb-Zn deposit of Jasenie-Soviansko in the Nízke Tatry Mts.

Several supergene minerals have been found by the study of hydrothermal mineralization of the Jasenie-Soviansko deposit. Using X-ray and electron microprobe analyses we have determined the hemimorphite, cerussite, jarosite and aragonite. Covellite, "limonite", azurite and malachite(?) were determined optically in reflected light.

Key words: Pb-Zn mineralization, supergene minerals, hemimorphite, cerussite, Nízke Tatry Mts.

Úvod

Vznik sekundárnych minerálov je sprievodným javom hypergénnych procesov prebiehajúcich v rudných ložiskách. Pb-Zn žilné ložisko Jasenie-Soviansko sa nachádza v kryštaliniku Ďumbierskych Tatier na S od obce Jasenie. Hydrotermálne žily sú prevažne v biotitických a dvojsľudových rulách s páskovanou textúrou (Biely a Bezák, 1997). V menšej miere sú zastúpené kvarcitické ruly a metakremence. V okolí sa vyskytujú aj pegmatity. Horniny sú v okolí rudných žíl hydrotermálne premenené.

Predmetom nášho štúdia bol haldový materiál (obr. 1). Z primárnych minerálov sa v ňom najhojnejšie vyskytuje galenit, sfalerit, pyrit a kremeň, zriedkavejšie tetradrit, bournonit, chalkopyrit, Pb-Sb sulfosol, hematit a magnetit. Z nerudných minerálov sú okrem kremeňa často prítomné karbonáty a barit. Z karbonátov je najhojnejšie zastúpený ankerit, menej je siderit a kalcit (Pouba a Vejnar, 1955; Luptáková, 1999).

Rozkladom primárnych minerálov vznikli sekundárne minerály. Z nich sa v starších prácach uvádza tenorit, ceruzit, pyromorfit, chryzokol, „limonit“, malachit, covellit (covellín), anglesit, aragonit, azurit, Sb okre a fosforečnan Cu(?) (Zipser in Koděra, 1986; Zepharovich, Cotta a Fellenberg in Pouba a Vejnar, 1955; Kantor, 1951; Andrusov et al., 1951; Pouba a Vejnar, 1955). Lisý a Sobolík (1959) uvádzajú aj prítomnosť chalkozínu, annabergitu a erytritru (erytrínu). Väčšina z týchto minerálov sa dostatočne neidentifikovala. V štúdiu prinášame výsledky výskumu sekundárnych minerálov oxidačnej zóny ložiska.

Metodika

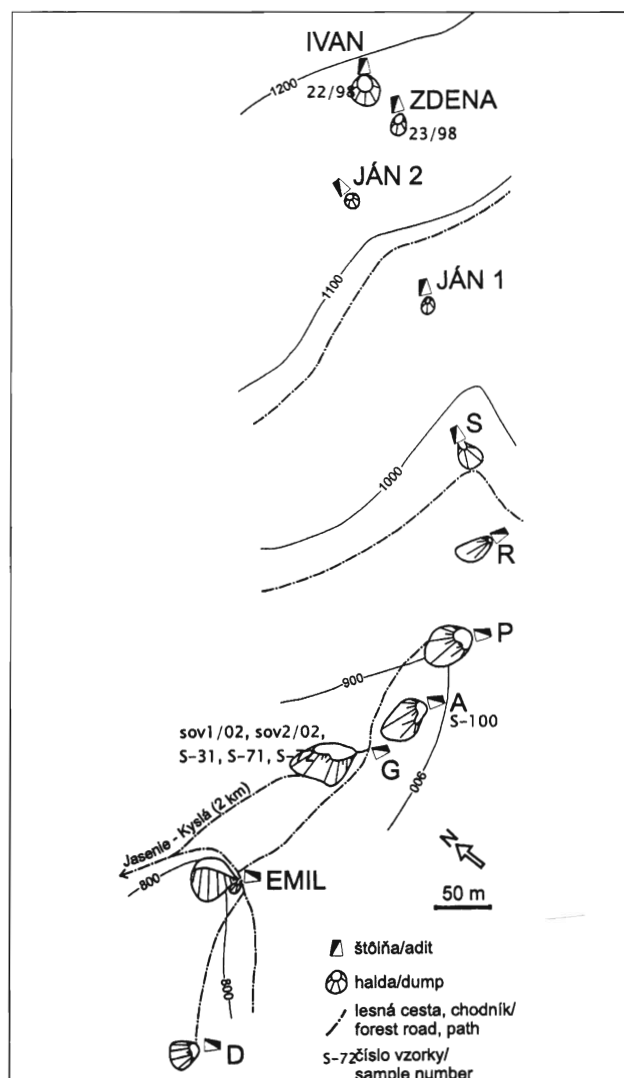
Na identifikáciu sekundárnych minerálov sme použili röntgenovú difrakčnú práškovú analýzu. Hemimorfit, jarozit a Fe oxyhydroxidy sa analyzovali na prístroji DRON-3 (Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty UK) za týchto podmienok: žiarenie CuK α , filter Ni, urýchľovacie napätie 20 kV, prúd

40 mA, rýchlosť otáčania goniometra 1°20'/min. Aragonit a ceruzit sa analyzovali na prístroji DRON-2 (GIÚ SAV, podmienky: CuK α , Ni, 35 kV, 25 mA, 1°20'/min) a sekundárne minerály Cu a Fe na prístroji Philips PW1710 (GIÚ SAV, podmienky: CoK α , 35 kV, 20 mA, krok 0,02°2 θ , čas snímania 0,08 s). Chemické zloženie ceruzitu sa stanovilo elektrónovým mikroanalýzátorom JEOL JXA 733 (ŠGÚDŠ) pri urýchľovacom napätí 20 kV, prúde 15 nA a priemere lúča 5 μ m s použitím týchto štandardov: MgO, CaSiO₃, MnSiO₃, Fe₂O₃, SrSO₄ a PbO. Chemické analýzy sa prepočítali na oxidy pomocou programu MINFILE. K sume oxidov sa dopočítalo množstvo CO₂ podľa údajov z literatúry (Ďudá et al., 1998). Chemické zloženie hemimorfitu sa overilo EDS analýzou na elektrónovom mikroanalýzátoe JEOL JSM 804 (CLEOM Prírodovedecká fakulta UK). Morfológia hemimorfitu a ceruzitu sa študovala pomocou sekundárne emitovaných elektrónov (SEM) prístrojom JEOL JSM 804. Mriežkové parametre hemimorfitu sa vypočítali a spresnili metódou najmenších štvorcov pomocou programu CELREF (Appleman a Evans, 1973). Ostatné sekundárne minerály sa skúmali opticky v odrazenom svetle na mikroskope Zeiss Jenapol.

Výsledky

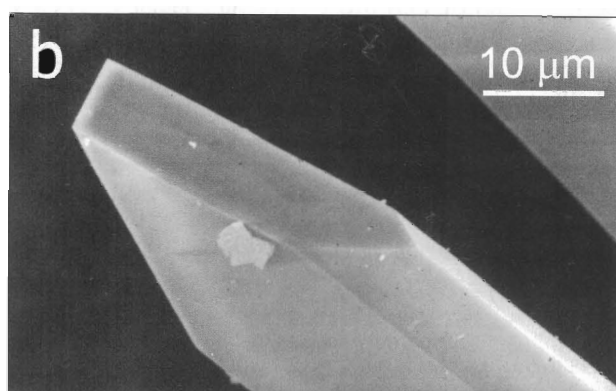
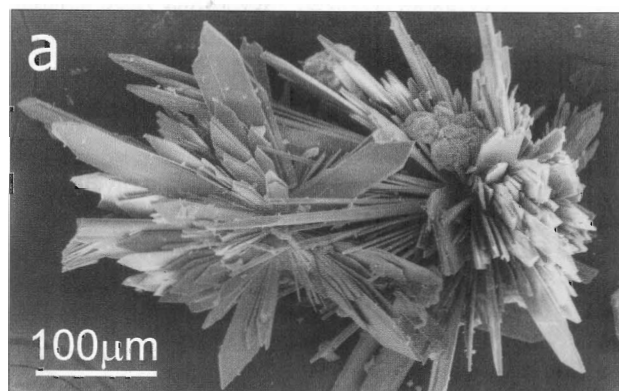
Hemimorfit Zn₄Si₂O₇(OH)₂·H₂O

Hemimorfit sa vyskytuje v dutinách primárnych minerálov (barit, kalcit, sfalerit) s ďalšími sekundárnymi minerálmi, hlavne s aragonitom a Fe oxyhydroxidmi. Makroskopicky vytvára bielu jemnú machovitú kôrku, ktorú tvoria idiomorfne tabuľkovité priehľadné kryštálky kôpovititého tvaru veľké do 1 mm (obr. 2b). Kryštálky zrasťujú do vejárovitých až sférických agregátov (obr. 2a, 6), čo je dôvod absencie typického hemimorfného vývoja (na jednom póle pyramídálne plochy a na druhom spodová plocha – pedión a dómatické plochy). Najčastejšie sú vyvinuté tvary {010} – pinakoid, {110} – prizma a {301} –



Obr. 1. Schematická mapa rozmiestnenia banských diel na ložisku Jasenie-Soviatsko (podľa Lisého a Soboliča, 1959).

Fig. 1. Schematic map of the adits and dumps in the Jasenie-Soviatsko deposit (after Lisý and Sobolič, 1959).



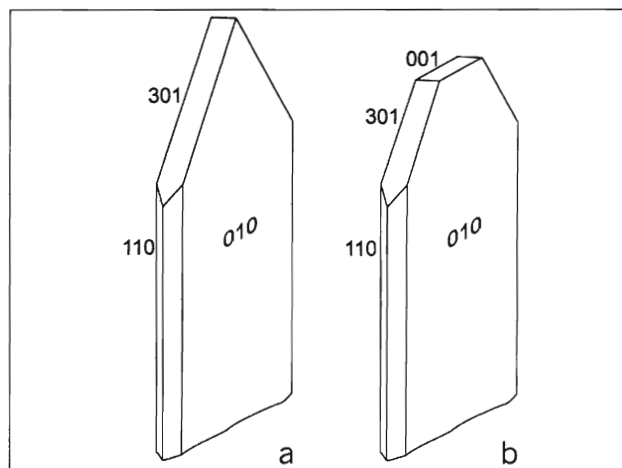
Obr. 2. Tabulkovité kryštály hemimorfitu. a – priestorové agregáty. b – monokryštál. SEM.

Fig. 2. The tabular crystals of hemimorphite. a – spatial aggregates. b – single crystal. SEM.

Tab. 1

Rtg. difrakčná analýza hemimorfitu (vzorka S-71) z ložiska Soviatsko a tabulkové hodnoty (Berry, 1974, JCPDS 5–555)
XRD analysis of hemimorphite (sample S-71) from Soviatsko deposit and table data (Berry, 1974, JCPDS 5–555)

d_{S-71} [Å]	I_{S-71}	d_{tab} [Å]	I_{tab}	hkl
6,648	30	6,600	86	110
5,372	36	5,360	55	020
4,640	17	4,620	41	011
4,206	26	4,180	38	200
3,298	100	3,296	73	220
		3,288	75	130
3,107	62	3,104	100	211
2,937	20	2,929	40	031
2,687	18	2,698	10	310
		2,679	7	040
2,562	22	2,559	51	002
2,453	18,5	2,450	32	301
2,402	42	2,400	54	231
		2,309	3	022
2,285	4	2,284	2	141
2,230	8	2,229	11	321
2,199	20	2,198	19	330
		2,183	16	202
2,097	12	2,092	10	400
		2,077	1	150
2,021	12	2,020	13	132
1,932	2,5	1,977	2	051
		1,857	4	312
1,854	6	1,851	7	042
1,809	14	1,808	17	341
1,786	34	1,786	16	060
1,703	6	1,702	6	431
		1,699	4	350
		1,693	4	242
		1,686	3	013
1,668	8	1,668	10	332
		1,654	6	510
		1,650	8	440
1,643	11	1,644	4	260
1,622	4,5	1,620	3	402
1,591	5	1,590	3	501
1,562	6	1,563	8	213
1,538	5	1,540	6	033
		1,526	4	521
1,516	12	1,516	14	530



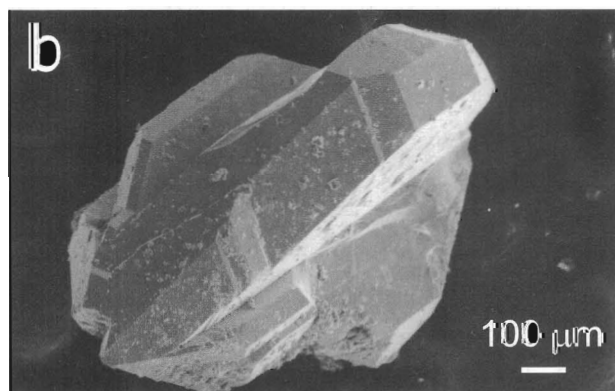
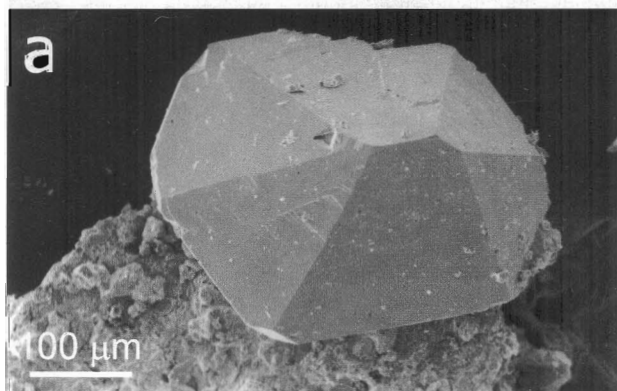
Obr. 3. Morfológia kryštálov hemimorfitu.

Fig. 3. Morphology of hemimorphite crystals.

dóma (obr. 3a). Veľmi zriedka sa vyskytuje {001} – pediód (obr. 3b). Pyramidálne plochy sa nezistili. Kryštály majú sklený lesk, lastúrnatý lom a niekedy sú vertikálne ryhované. Hemimorfit sa určil rtg. difrakčnou analýzou (tab. 1). Vypočítané mriežkové parametre, $a = 8,387(9)$, $b = 10,728(8)$, $c = 5,124(7) \cdot 10^{-10}$ m (Å), sú v dobrej zhode s tabuľkovými údajmi (Berry, 1974). Chemické zloženie sa overilo EDS analýzou. Obsah Zn je 54,64 a 55,35 hmot. % a Si 10,70 a 11,34 hmot. %.

Ceruzit PbCO_3

Ceruzit sa vyskytuje v makrokryštalickej a mikrokryštalickej forme. V dutinkách galenitu sú pozorovateľné biele až medovožlté priehľadné kryštáliky veľké do 3 mm. Kryštály majú stĺpcovitý alebo pseudohexagonálny dipyramidálny tvar (obr. 4a), sklený lesk a niekedy sú vertikálne ryhované. Zriedka sa pozorovali cyklické zrasty (obr. 4b). Mikrokryštalický ceruzit sa vyskytuje na plochách rudných vzoriek v podobe zemitého práškovitého povlaku bielej až zelenkastej farby. Pri mikroskopickom štúdiu bolo možno pozorovať, ako ceruzit zatlačá od okrajov zrn a po puklinách galenit, menej bournonit a sfale-



Obr. 4. Makrokryštalický ceruzit z dutiniek galenitu. a – monokryštál, b – zrast SEM.

Fig. 4. Macrocristalline cerussite from the cavities in galena. a – monocrystal, b – intergrowth. SEM.

Tab. 2
Elektrónové mikroanalýzy ceruzitu (hmot. %)
Electron microprobe analyses of cerussite (wt. %)

Sample S-31	1	2	3
MgO	0,00	0,06	0,05
CaO	0,06	0,00	0,03
MnO	0,00	0,00	0,00
FeO	0,00	0,06	0,03
SrO	0,00	0,00	0,00
PbO	84,59	83,63	81,49
CO ₂	16,47	16,47	16,47
Σ	101,12	100,22	98,07

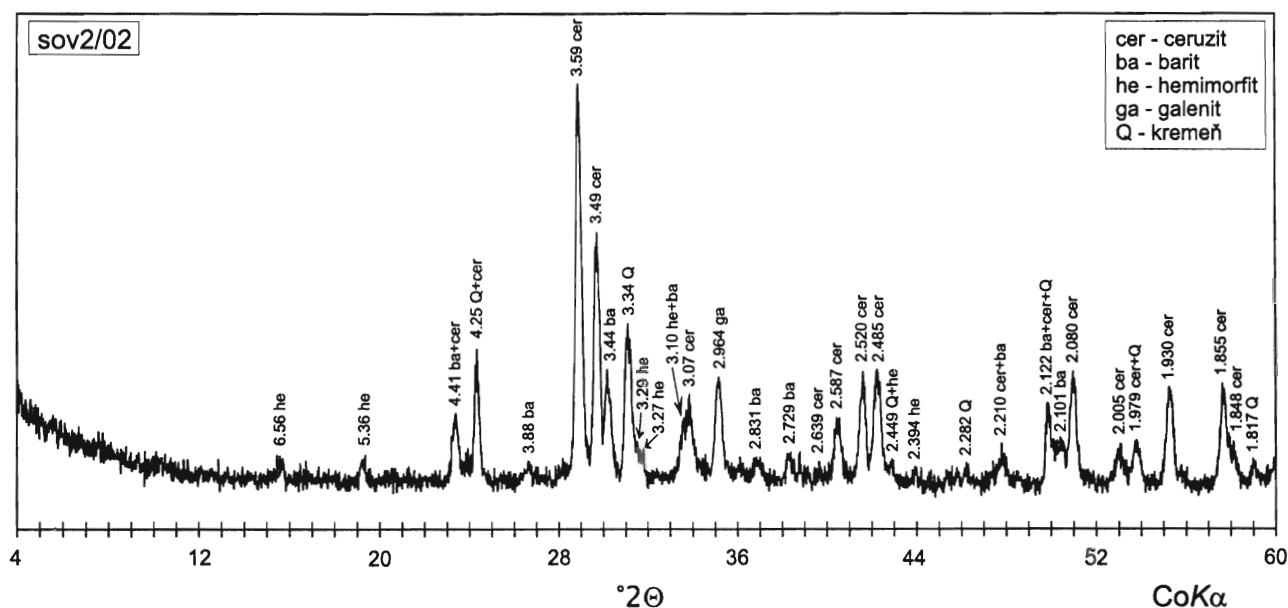
rit. V odrazenom svetle má ceruzit sivú farbu a nízku odraznosť (pod 12 %). Anizotropia sa pre silné vnútorné reflexy bielej farby nedala sledovať. Chemické zloženie uvádza tab. 2. Rtg. difrakčná analýza potvrdila prítomnosť ceruzitu v zelenom práškovitom povlaku (obr. 5).

Aragonit CaCO_3

Aragonit sa vyskytuje v dvoch generáciách. Primárny vytvára na galenite bielu kôrku zo steblovitých paralelne usporiadaných kryštálov (veľkých do 7 mm). Kryštály sú priehľadné a majú matný až sklený lesk. Sekundárny aragonit sa vyskytuje v podobe bezfarebných ihličkovitých kryštálov (veľkých do 2 cm). Kryštály sú priehľadné, majú sklený lesk a zrastajú do vejárovitých až radiálnych agregátov. Vyskytujú sa v dutinkách rudných a nerudných minerálov spolu s hemimorfitom (obr. 6) a s hrdzavohnedými práškovitými Fe oxyhydroxidmi. Sekundárny pôvod aragonitu podporuje fakt, že na báze priehľadných ihličiek je pozorovateľná vrastená zmes hrdzavohnedých sekundárnych minerálov Fe. Aragonit bol určený rtg. difrakčnou analýzou (tab. 3).

Jarosit $\text{K}_2\text{Fe}^{3+}_6(\text{SO}_4)_4(\text{OH})_{12}$

Jarosit sa zistil na vzorkách z hál štôlnie Ivan a Zdena, ktoré sú pokryté hrubou vrstvou lesného organického



Obr. 5. Rtg. difrakčná analýza zeleného povlaku.

Fig. 5. X-ray diffraction analysis of green coating.

Tab. 3

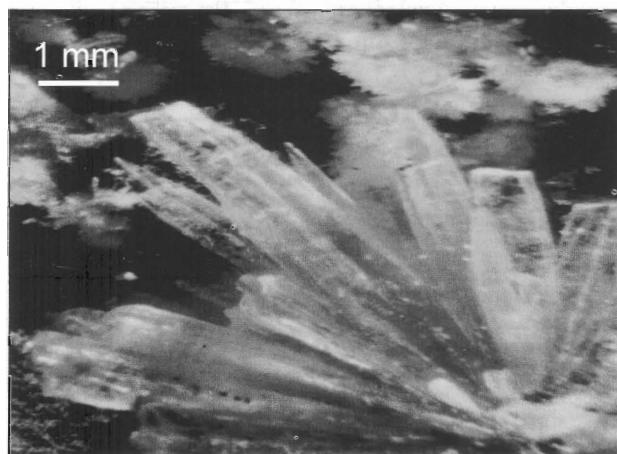
Rtg. difrakčná analýza aragonitu (vzorka S-100) – merané
a tabelované hodnoty (Berry, 1974, JCPDS, 5–453)
XRD analysis of aragonite (sample S-100) and table data
(Berry, 1974, JCPDS, 5–453)

d_{S-100} [Å]	I_{S-100}	d_{tab} [Å]	I_{tab}	hkl
4.26	5	4.212	2	110
3.411	100	3.396	100	111
3.287	66	3.273	52	021
2.889	27	2.871	4	002
2.747	9	2.73	9	121
2.718	45	2.7	46	012
2.496	51	2.481	33	200
2.42	12	2.409	14	031
2.385	39	2.372	38	112
2.35	31	2.341	31	130
		2.328	6	022
2.197	7	2.188	11	211
2.114	39	2.106	23	220
1.985	50	1.977	65	221
1.888	41	1.882	32	041
		1.877	25	202
1.824	18	1.814	23	132
1.765	7	1.759	4	141
1.752	27	1.742	25	113
1.735	19	1.728	15	231
		1.698	3	222
1.563	8	1.557	4	311
		1.535	2	232
1.5056	7	1.499	4	241
1.4807	6	1.475	3	321
1.4728	9	1.466	5	151
1.4169	7	1.411	5	312
1.4098	10	1.404	3	330
1.368	7	1.365	3	242, 331
		1.358	3	114
		1.328	2	060
1.266	7	1.261	6	332

materiálu (humusu). Jarosit sa vyskytuje v podobe slamovožltej práškovitej (zemitej) hmoty na kmeni s viditeľnými dutinkami po primárnych sulfidoch, hlavne po pyrite. Dutinky majú niekedy tvar pentagonálnych dodekaédrov. Bol určený rtg. difrakčnou analýzou (tab. 4). Vzorka 22/98 obsahovala väčšie množstvo kremeňa, preto sú intenzity reflexov jarositu nižšie.

Fe oxyhydroxidy

Fe oxyhydroxidy sú pomerne časté. Makroskopicky sú pozorovateľné najmä ako hrdzavohnedý práškovitý povlak na Fe karbonátoch, ankerite a siderite. V prechádzajúcom



Obr. 6. Radiálny agregát aragonitu (vpravo) so sférickými agregátmi hemimorfitu (vľavo).

Fig. 6. Radial aragonite aggregate (right) with spherical aggregates of hemimorphite (left).

Tab. 4

Rtg. difrakčné záznamy jarositu (vzorka 22/98 a 23/98) porovnané s tabulkovými hodnotami (Berry, 1974, JCPDS, 22-827)
XRD analyses of jarosite (sample 22/98 and 23/99) and table data (JCPDS, 22-827)

d_{22-98} [Å]	I_{22-98}	d_{23-98} [Å]	I_{23-98}	d_{tab} [Å]	I_{tab}	hkl
5,9793	15	5,9786	41	5,93	45	101
				5,72	25	003
5,0345	12	5,0912	14	5,09	70	012
3,6615	7	3,6617	20	3,65	40	110
3,5175	8			3,55	4	104
				3,11	75	021
3,0866	26	3,075	100	3,08	100	113
				3,02	6	015
2,996	14	2,9757	18	2,965	15	202
2,8644	6	2,82	31	2,861	30	006
2,5685	7	2,5395	29	2,542	30	024
		2,3774	10	2,368	4	211
				2,302	12	122
2,2845	12	2,257	47	2,287	40	107
1,9897	12	1,979	34	1,977	45	033
				1,937	10	027
				1,909	8	009
1,8224	14	1,8295	29	1,825	45	220
				1,776	6	208
				1,738	6	223
				1,717	6	312, 217
				1,621	6	134
				1,595	6	128
				1,56	6	315
				1,552	6	042
1,5086	7			1,507	20	0210
		1,489	26	1,48	8	404
1,4537	6	1,451	8	1,442	4	321
				1,432	4	045
		1,4241	6	1,428	4	232
				1,423	4	137
				1,412	4	039
1,3849	7	1,4012(?)	12	1,399	4	2011
1,3738	9			1,379	4	410, 324

polarizovanom svetle vidieť, ako sa akumulujú na okrajoch zŕn a pozdĺž plôch štiepatelnosti a puklín. V odrazenom polarizovanom svetle sa dá pozorovať zatlačanie hematitu, magnetitu a pyritu. V prípade pyritu ide niekedy až o jeho úplnú náhradu Fe oxyhydroxidmi – pseudomorfózy. Okrem korozívnych štruktúr sa zistil aj ľadvinkovitý nátek s radiálnou štruktúrou. V odrazenom svetle majú Fe oxyhydroxidy sivú farbu, nízku odraznosť, sú izotropné aj anizotropné a majú žltohnedé, hnedočervené až hnedé vnútorné reflexy. Rtg. difrakčná analýza v jednom prípade (sov1/02) ukázala, že sú röntgenamorfne. Všetky identifikované reflexy patrili kalcitu respektíve baritu. V druhom prípade (S-72) sa na základe difúzneho reflexu pri $d = 4,16$ Å dá predpokladať prítomnosť goethitu.

Cu sekundárne minerály

Covellit CuS

Covellit sa pozoroval opticky v polarizovanom odrazenom svetle. Zatlačá chalkopyrit, tetraedrit a bournonit

a v ich blízkosti aj ďalšie sulfidy (sfalerit, galenit ap.). Na okrajoch zŕn vytvára radiálne štruktúry. V polarizovanom svetle má modrú farbu, nízku odraznosť (pod 23 %) a výrazný dvojodraz (belasá až indigovo modrá farba). Pri skrížených nikoloch je pozorovateľná typická výrazná anizotropia oranžovej až hnedočervenej farby.

Azurit $\text{Cu}^{2+}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$ (?)

Azurit(?) sa vyskytuje v nepatrnom množstve. Pod binokulárnou lupou sa prejavuje ako tmavomodrý práškovitý povlak spolu so zeleným povlakom na sulfidoch Cu. V odrazenom polarizovanom svetle má sivú farbu, nízku odraznosť (~10 %) a modré vnútorné reflexy.

Zelené povlaky

Vyskytujú sa častejšie ako azurit na sulfidoch Cu aj na nerudných mineráloch a horninách. Binokulárnou lupou sú niekedy pozorovateľné sférické agregáty pripomínajúce malachit. Rtg. difrakčná analýza nepreukázala prítomnosť žiadneho sekundárneho minerálu Cu. Väčšina reflexov zodpovedala ceruzitu (obr. 5), menej baritu. Zelené povlaky sú alebo röntgenamorfne, alebo množstvo, v akom sa vyskytujú, je na určenie rtg. difrakčnou analýzou nedostačujúce. V odrazenom svetle sa zistilo, že zatlačujú sulfidy Cu, niekedy aj covellit. V odrazenom svetle majú sivú farbu, nízku odraznosť a zelené vnútorné reflexy.

Diskusia

Supergenéza nie je na ložisku Jasenie-Soviansko príliš intenzívna. Príčinou je horský terén a studená klíma. Meniace sa podmienky na haldách spôsobili vznik rôznych minerálov, čo je badateľné najmä pri sekundárnych mineráloch Fe. Prítomnosť jarositu naznačuje, že v telesách hald musí byť aspoň lokálne extrémne kyslé prostredie, pretože tento minerál vzniká pri pH nižšom ako 3 (~2,55). Haldy, v ktorých sa jarosit zistil, pokrýva hrubá vrstva lesného organického materiálu. Jeho rozkladom a zvetrávaním sulfidov, hlavne pyritu, sa vytvorili podmienky vhodné na vznik jarositu.

Fe oxyhydroxidy na rozdiel od jarositu potrebujú na kryštalizáciu vyššie pH. Vznikajú zvetrávaním rozličných minerálov Fe (pyritu, ankeritu, hematitu ap.). Tieto sekundárne minerály – v staršej literatúre (napr. Pouba a Vejnar, 1955) súhrnne označované ako limonit – majú slabú usporiadanosť, čo sťažuje identifikáciu rtg. difrakčnou analýzou. V mikroskope pozorované kolomorfné štruktúry tvorí najmä goethit. Z rtg. difrakčnej analýzy sa podľa difúzneho reflexu pri $d = 4,16$ Å dá predpokladať jeho prítomnosť, ale pravdepodobne nie je jedinou prítomnou fázou.

Najvýznamnejšie je zistenie hemimorfitu, ktorý z tejto lokality doteraz nebol opísaný. Hemimorfit je sekundárny gosauvinský minerál Zn ložísk a vyskytuje sa najmä v aridných oblastiach (Bernard a Rost, 1992). V ložisku Jasenie-Soviansko vzniká zvetrávaním sfaleritu. Kryštály nemajú typický hemimorfný vývoj, lebo jedným pólom zrastajú do agregátov. Zo Západných Karpát je pomerne málo spoľahlivých opisov tohto minerálu. Z lokality

Malužiná-Svidovo (Nízke Tatry) ho opísal Ženiš a Friedl (1992), z jaskyne Zlomísk (Nízke Tatry) Ozdín et al. (2001) a z ložiska Ochtná-Margita Mrázek a Ďudá (1983). V starších prácach sa spomína z Ardova, Dúbravy pri Jelšave a z Veľkého Poľa (Koděra, 1986, 1990).

Štúdiom primárnych rudných minerálov so zeleným povlakom sme zistili len sulfidy Cu a Pb. Rtg. difrakčná analýza zeleného povlaku nepreukázala prítomnosť očakávaného malachitu ani iného sekundárneho minerálu zelenej farby uvádzaného v starších prácach (chryzokol, pyromorfit, annabergit), ktorého výskyt by sa dal prípadne predpokladať. Z toho vyplýva, že zelený povlak je alebo röntgenamorfny, alebo sa vyskytuje v nedostatočnom množstve. Okrem zeleného sa vyskytuje aj tmavomodrý práškovitý povlak, ale iba v množstve neumožňujúcom inú ako optickú identifikáciu. Ide zrejme o azurit. V mikroskope bol pozorovateľný aj ďalší bežný produkt zvetrávania minerálov Cu – covellit. Covellit má preň typické optické vlastnosti (farba, bireflexia, pleochroizmus), a preto jeho optickú identifikáciu pokladáme za postačujúcu.

Rtg. difrakčnou analýzou zeleného povlaku bol identifikovaný ceruzit. Možno je aj zastúpenie anglesitu, ktorý v starších prácach bez konkrétneho určenia uvádza Andrusov et al. 1951. Ozdín et al. (2001) ho spomenuli, bez spresnenia spôsobu identifikácie. Ak je anglesit v povlaku zastúpený, tak iba v nepatrnom množstve, alebo nebola k dispozícii vhodná vzorka.

Prítomnosť annabergitu a erytritu? (Lisý a Sobolič, 1959) súvisí s výskytom primárnych rudných minerálov Ni (gersdorffit, nikelfín?). Túto mineralizáciu sme pri súčasnom výskume nezistili (Luptáková, 1999).

Prítomnosť pyromorfitu a chryzokolu, uvádzanú v starších prácach (Zepharovich, Cotta a Fellenberg in Pouba a Vejnar, 1955), sme nezistili, podobne ako Pouba a Vejnar (1955).

Záver

Sekundárne minerály na Pb-Zn ložisku Jasenie-Soviansko sa vyskytujú pomerne zriedka a v malom množstve. Po prvýkrát sme identifikovali a opísali hemimorfit a jarosit. Spresnili sme identifikáciu ceruzitu a aragonitu,

ktorých prítomnosť uvádzajú aj staršie práce. Opticky sme identifikovali aj covellit, azurit, Fe oxyhydroxidy a zelený povlak, ktoré sme presnejšie neidentifikovali. Výskyt ďalších sekundárnych minerálov, ktoré staršie práce uvádzajú, ale dostatočne neidentifikujú, sme nezistili.

Podakovanie. Práca vznikla v rámci úlohy 1/8318/01 s finančnou podporou grantovej agentúry VEGA. Za pomoc ďakujeme E. Šamajovej, A. Biroňovi, J. Stankovičovi, D. Ozdínovi, J. Pršekovi a L. Osvaldovi.

Literatúra

- Andrusov, D., Koutek, J. & Zoubek, V., 1951: Výsledky základného a montanisticko-geologického výskumu jižní a severozápadní části nízkotatranského krystalinického jádra v roce 1950. *Manuskript, Geofond Bratislava*, 251.
- Appleman, D. E. & Evans, H. T. Jr., 1973: Indexing and least-squares refinement of powder diffraction data. *Geol. Surv. Comp. Contrib.*, 20, U. S. National Technical Information Service Doc. PB2 – 16, 1–188.
- Bernard, J. H. & Rost, R. (eds.), 1992: Encyklopedický přehled minerálů. *Praha, Academia*, 1–704.
- Berry, L. G. (ed.), 1974: Selected powder diffraction data for minerals. *Philadelphia, JCPDS*, 1–833.
- Biely, A. & Bezák, V. (eds.), 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Tatier 1 : 50 000. *Bratislava, Vyd. Dionýza Štúra*, 1–232.
- Ďudá, R., Rejl, L. & Slivka, D., 1998: Minerály. *Praha, Aventium*, 1–520.
- Henri, N. F. M. & Lonsdale, K., 1952: International tables for crystallography, International Union of Crystallography. *Birmingham, The Kynoch Press*, 1–558.
- Kantor, J., 1951: Olovorudný výskyt u obce Jasenie. *Manuskript, Geofond Bratislava*.
- Koděra, M. (ed.), 1986, 1990: Topografická mineralógia Slovenska. Zv. 1–3. *Bratislava, Veda*, 1–1590.
- Lisý, E. & Sobolič, P., 1959: Závěrečná správa s výpočtem zásob Jasenie-Pb, so stavom k 1. 1. 1959. *Manuskript, Geofond Bratislava*, 1–261.
- Luptáková, J., 1999: Pb, Zn, Cu, Sb hydrotermálna mineralizácia na lokalite Jasenie-Soviansko (Nízke Tatry). [Diplomová práca.] *Bratislava, PF UK*, 1–74.
- Mrázek, Z. & Ďudá, R., 1983: Sekundárne minerály oloveno-zinkového ložiska Ochtná-Margita. *Mineralia Slov.*, 15, 129–140.
- Ozdín, D., Uher, P., Sliva, L., Orvošová, M., Fejdi, P. & Šamajová, E., 2001: Hemimorfit $Zn_4Si_2O_7(OH)_2 \cdot H_2O$ z jaskyne Zlomísk v Nízkych Tatrách. *Mineralia Slov.*, 33, 61–64.
- Pouba, Z. & Vejnar, Z., 1955: Polymetalické rudné žíly u Jasenie v Nízkych Tatrách. *Sbor. Ústř. Úst. geol., Praha*, 485–556.
- Ženiš, P. & Friedl, I., 1992: Hemimorfit – prvý nález v permských bazaltoch Západných Karpát. *Mineralia Slov.*, 24, 165–166.

Supergene minerals in the Pb-Zn deposit of Jasenie-Soviansko in the Nízke Tatry Mts.

The Pb-Zn deposit Jasenie-Soviansko is situated in the western part of the Nízke Tatry Mts., 7 km northward of Jasenie village. Hydrothermal veins are hosted by banded, biotite and two-mica gneisses of the Tatric Unit. Primary mineralization consists mainly of carbonates, galena, quartz, sphalerite, pyrite and barite. Less abundant is tetrahedrite, chalcopyrite, bournonite, Pb-Sb-sulphosalts, hematite and magnetite.

Several supergene minerals originated in the course of primary mineralization weathering. Minerals were determined by XRD analysis, electron microprobe analysis and optically in reflected light.

Hemimorphite occurs in cavities in primary minerals (especially in barite). It forms colourless tabular lance-like crystals which intergrow into spherical aggregates. Calculated cell dimensions are: $a = 3,887(9)$, $b = 10,728(8)$, $c = 5,124(7) \cdot 10^{-10}$ m (Å). Content of Zn and Si is near to 55 and 11 wt. %, respectively. Cerussite sometimes forms white to tawny colored, columned or pseudohexagonal dipyrnidal crystals. Cyclic intergrowths are rare. It also occurs on the galena surface as white to greenish white coatings. Chemical composition is in the Tab. 2. Ar-

gonite occurs in cavities in primary minerals in the form of colourless needle-like crystals together with hemimorphite and iron oxyhydroxides. Aragonite crystals intergrow into radial aggregates. Yellow coatings of jarosite on quartz occur only on waste dumps covered with organic material (buried in the forest). It is assumed, that low pH conditions related to the decomposition of organic matter and pyrite (also the absence of carbonates), were favourable to jarosite formation. Iron oxyhydroxides replace Fe-carbonates, oxides, and sulphides. They form brown coatings on the mineral surfaces. XRD analyses of this material reveals its amorphous or low-crystallinity character. X-ray reflection at 4.16 Å may suggest the presence of goethite. Covellite replacing Cu sulphides was observed in reflected light. It is blue coloured with high birefringence and high anisotropy (orange – reddish brown). It forms radial textures on the sulphide grain boundaries. Green and blue coatings rarely occur on the surface of Cu sulphides. In reflected light, they have green and blue internal reflections. XRD analysis of green coatings proved only the presence of cerussite (Fig. 5).

Platina v produktoch úpravy rúd z ložiska Banská Hodruša

IVAN KRIŽÁNI¹, PETER ANDRÁŠ^{1,2} a STANISLAV JELEŇ¹

¹Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica

²Slovenská agentúra životného prostredia, Tajovského 28, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 7. 2. 2002)

Platinum in the ore processing products from Banská Hodruša deposit

The products of the ore dressing contain always recement of technogenous metals. The most common is the iron in the form of the scrapping as a consequence of ore disintegration process. Relatively usual are the coloured metals and their alloys. Precious metals and their alloys represent common part of the products of the precious metals containing ores but in association with some problematical metallic compounds. Individual group is represented by PGE metals. They were obtained from the products of the ore dressing as well as from the primary ore material. The unusual crystal forms give a good chance study the specifical conditions of their forming.

Key words: technological metals, metal alloys, Pb-minerals

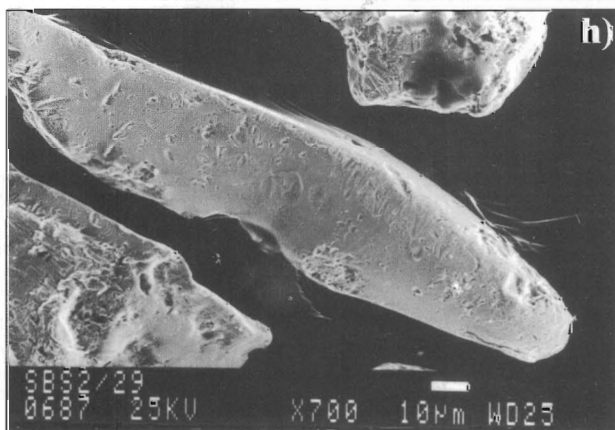
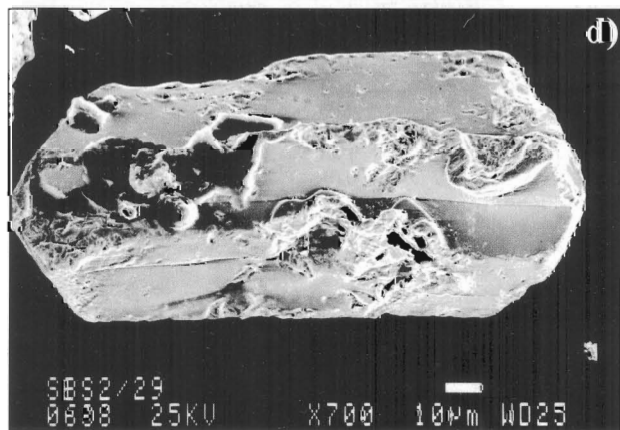
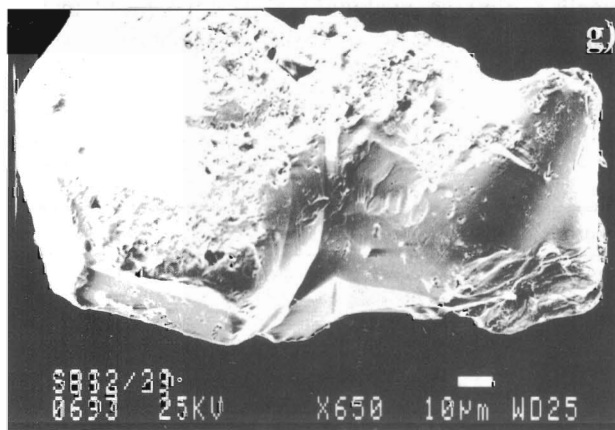
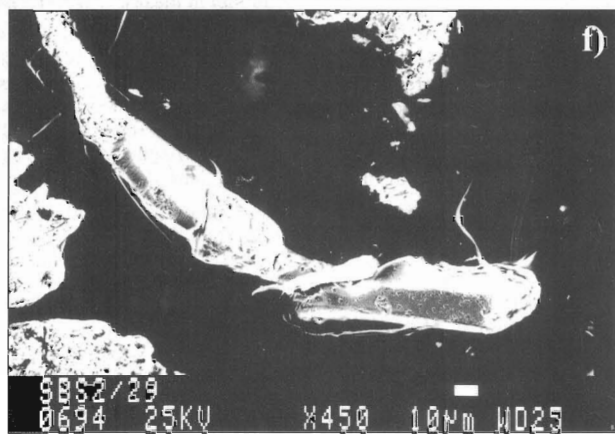
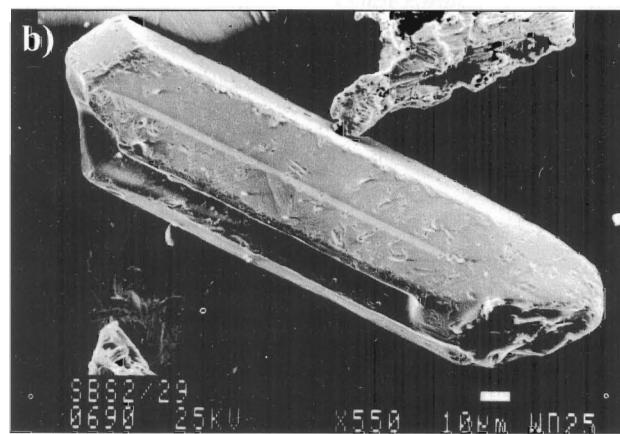
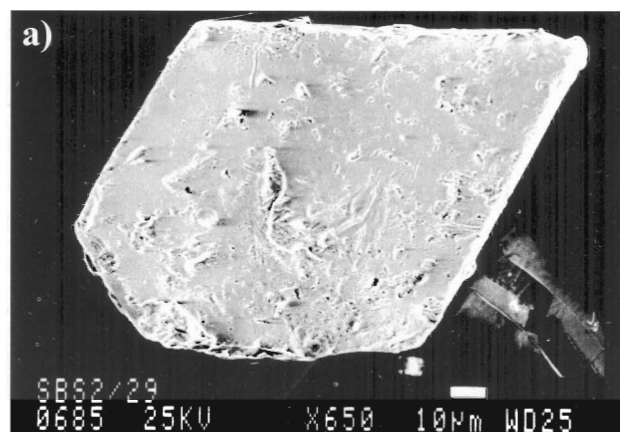
Produkty úpravy rúd vždy obsahujú prímies technogénnych kovov. Najhojnejšie býva zastúpené Fe ako oter vznikajúci pri dezintegrácii rúd a časté sú aj farebné kovy a ich zliatiny. Ušľachtiteľné kovy a ich zliatiny sú bežnou zložkou produktov úpravy drahokovových rúd, ale v asociácii s nimi sa vyskytujú aj kovové problematiká (tab. 1). V príspevku sa analyzujú možnosti vysvetliť pôvod metalických problematik.

V rámci sledovania distribúcie a foriem drahokovových minerálnych fáz v rudách a produktoch úpravy ložiska Banská Štiavnica a Banská Hodruša sme ich klasické optické štúdium v nábrusoch doplnili o sonochemickú extrakciu a gravitačnú koncentráciu ušľachtiteľných kovov (Križáni et al., 1999). Zo získaných koncentrátov ušľachtiteľných kovov sa ručnou selekciou zhotovujú špeciálne zrnové preparáty na elektrónovú mikroskopiu (SCAN)

Tab. 1

Chemické zloženie vyseparovaných kovov a intermetalických zliatin z produktov úpravy ložiska Hodruša (v hm. %)
Chemical composition of separated metals and alloys in the products of the ore dressing from Banská Hodruša

Vzorka	Pt	Ir	Os	Pd	Fe	Rh	W	Suma
SBS-6	91,57	2,09	2,17	3,87	0,31	–	–	100,00
SBS-6	91,28	2,37	2,61	3,48	0,26	–	–	100,00
SBS-6	90,85	2,48	2,35	4,11	0,21	–	–	100,00
SBS-6	95,15	–	–	–	–	4,85	–	100,00
SBS-6	–	–	–	–	0,70	–	99,30	100,00
Vzorka	Au	Ag	Sn (Sb)	Ni	Fe (Hg)	Cu	Cl (Pd)	Suma
SBS-6	–	96,61	–	–	–	3,39	–	100,00
SBS-6	–	57,30	–	–	–	–	42,70	100,00
SBS-6	77,49	16,45	–	–	–	6,06	–	100,00
SBS-6	23,28	67,58	–	–	(0,13)	0,95	–	91,94
SBS-6	98,70	0,23	–	–	(0,18)	0,00	–	99,10
SBS-6	0,00	99,94	–	–	(0,00)	0,05	–	100,00
SBS-6	95,46	4,36	–	–	(6,14)	1,43	–	101,39
SBS-6	99,50	–	–	–	–	0,01	–	99,51
SBS-6/II	71,15	21,01	–	–	(0,13)	3,97	–	96,27
SBS-6/II	71,86	19,87	–	–	(0,08)	4,85	–	96,65
SBS-6	0,22	87,76	–	–	(0,05)	5,94	–	93,97
SBS-6	29,91	59,08	–	–	(0,00)	1,99	–	90,98
SBS-6/II	7,74	0,19	28,29	63,66	0,13	–	–	100,00
SBS-6/II	14,48	0,31	41,62	43,41	0,19	–	–	100,00
SBS-6/II	74,94	0,00	24,49	0,25	0,32	–	–	100,00
SBS-6/II	90,25	2,53	6,04	–	–	1,19	–	100,00
SBS-6/II	52,74	0,00	(45,67)	0,34	0,43	–	(0,82)	100,00
SBS-6/II	83,33	16,07	–	–	0,60	–	–	100,00



umožňujúce študovať morfológiu a vzájomné vzťahy s minerálmi hostiteľmi. Zvyšná časť koncentrátu sa používa na prípravu špeciálnych leštených preparátov (zrnových nábrusov) umožňujúcich sledovať homogenitu prierezu zŕn a zistiť chemické zloženie vybraných minerálnych fáz energodisperzným mikroanalýzátorom KEVEX resp. EDAX.

Výsledky

Pri optickom štúdiu gravitačných koncentrátov sa zistila prítomnosť bielych, striebřistých, červenastých a čiernomodrých kovových fáz. Najčastejšie majú plieškovitý tvar (obr. 1a), hrudkovitý, šupinkovitý, stĺpčekovitý (obr. 1b–d) až drôťkovitý tvar (obr. 1e, f). Na niektorých zrnách sa pozorovali prizmatické a redšie domatické kryštalové plochy (obr. 1b, c).

Energodisperznou analýzou sa popri Au a elektré dokázala prítomnosť pomerne širokého spektra relatívne čistých kovov a zliatin, ktoré sa doteraz v primárnych rudách obidvoch ložísk nezistili, a to Al, Ag, Au, AgAu, AuAg, AuSb, AuSn, AuSnNi, AgCl, AgBr, AgFe, AgCu, Cu, CuZn, CuZnFe, NiCuFe, Ni, NiAu, Pb, Pt, PtFe, Sn a W (vybrané analýzy dokumentuje tab. 1).

Najzaujímavejším a najprekvapujúcejším zistením je výskyt kovov skupiny Pt. Na ich pravdepodobnú prítomnosť v podobe samostatných minerálnych fáz poukázal už pomerne vysoký obsah Pt (17 ± 7 g/t) stanovený chemickou analýzou gravitačného koncentráta z flotáčného odpadu hodrušskej úpravne (analyzovalo AGNO Nové Zámky).

Diskusia

Technogénny pôvod viacerých kovových zliatin naznačuje už ich morfológia a zistené chemické zloženie (napr. Fe zliatiny, mosadz, bronz). V tejto skupine sú najčastejšie šupiny a šupinkovité agregáty zliatin Fe. Ich pôvod je zrejme abrázny, z obloženia mlynov a mlecích telies. Farebné kovy a ich zliatiny (Cu, Ni, Al, W, Sn, CuZn a CuSn) zrejme pochádzajú zo súčastí strojov používaných pri ťažbe a doprave suroviny a tiež z materiálov používaných pri ťažiacich prácach v podzemí. Pôvod prakticky „čistého“ Au a Ag a ich zliatin s farebnými a obyčajnými kovmi, ako aj ich zlúčenín s Cl a Br je sotva prírodný. Poukazujú na to sférické tvary, dominujúci okrúhly prierez skúmaných metalických zliatin, „myrmekitické“ prerastanie fáz pozorované v niektorých agregátoch, v ktorých sa v podstatnej miere vyskytuje Sn a Ni (pozri tab. 1). Pravdepodobne ide o artefakty materiálov používaných v elektrotechnickom priemysle.

Osobitnú skupinu predstavujú kovy PGE. Môžu byť tak technogénneho (Okál, 1997), ako aj prírodného pôvodu. Na technogénny pôvod poukazuje aj relatívne vysoká rýdzosť, a teda nízky obsah prímies, predovšetkým Fe. Niektoré až idiomorfne tabuľkovité (obr. 1a), stĺpčekovité

(obr. 1b–d) a drôťkovité (obr. 1e, f) kryštály Pt naznačujú ich možný prírodný pôvod. Takéto zriedkavé tvary, netypické pre PGE mineralizáciu, môžu vznikáť len za veľmi špecifických podmienok. Podobné kryštalové tvary sú známe z lokalít, kde vznikli ako výsledok rýchlej kryštalizácie v silne podchladených systémoch (napríklad v oblasti intruzívneho komplexu v blízkosti Fifieldu z Nového Južného Walesu v Austrálii, na Urale, v jv. Aljaške, v Britskej Kolumbii a inde). Ako uvádza Johan et al. (1989), takéto podmienky mohli byť v prírodových kanáloch andezitového vulkanizmu priestorovo a geneticky asociovaných s ultramafickými intrúziami aljašského typu. Počas rýchleho výstupu magmatickej intrúzie sprevádzaného náhlými zmenami tlaku nastávala frakčná kryštalizácia a postupná diferenciácia bazaltovej magmy bohatej na olivín až tholeitové bazalty a andezity bohaté na Al (Murray, 1972).

V ostatnom čase sa objavili informácie o výskyte Pt mineralizácie spolu s „kontrastnou asociáciou kovov“ (Cr, Ni, V, Ti, Pt a Pd) a (Sn, W, Mo, Nb, Pb, Zn a Au) aj v ložiskách Au rozličnej genézy, napr. Suchoj Log (Distler, 1997; Laverov et al., 2000). Možnú prírodnú genézu PGE podporujú aj experimentálne práce a Evstigneeva a Tarkijan (1996), ktorí pripravili PGE minerálne fázy v hydrotermálnych podmienkach pri teplote 210–240 °C, ba v prítomnosti ílových minerálov pri teplote 70–80 °C (Evstigneeva, 1997).

Asociácia prvkov sprevádzajúcich Pt v produktoch úpravy drahokovovej rudy z ložiska Hodruša je veľmi podobná uvedenej. Aj parametre hydrotermálnej metalogenézy, najmä rozpätie teploty, sa dobre zhodujú s experimentálnymi výsledkami. Súbor okolorudných hornín od kyslých po bážické tiež naznačuje možnosť prínosu platinoidov pri hydrotermálnej rejuvenizácii. Otvorenou otázkou však ostáva dôkaz výskytu Pt v primárnej ložiskovej výplni. Cieľom ďalšieho výskumu bude potvrdiť technogénny pôvod platinoidov alebo dokázať prítomnosť minerálnych fáz Pt priamo v rudnине a v okolorudných metasomatitoch.

Literatúra

- Distler, V. V., 1997: Sovremennyye geneticheskiye problemy mestorozhdeniy platinovykh metallov. In: *Principal genetic problems related to mineral deposits of magmatic affiliation*. Moskva, 259–260.
- Evstigneeva, T. L. & Tarkijan, M., 1996: Synthesis of platinum-group minerals under hydrothermal conditions. *Eur. J. Mineralogist*, 8, 549–564.
- Evstigneeva, T. L., 1997: EPG v postmagmaticheskikh processakh. In: *Principal genetic problems related to mineral deposits of magmatic affiliation*. Moskva, 261–262.
- Jágerský, I., 1997: Technológia spracovania Au rudy z bane Rozália v gravitačnoflotáčnej úpravni závodu Slovenská banská, s. r. o., Hodruša–Hámre. *Spravodaj, Banský výskum Prievidla*, 3–5, 240–242.
- Johan, Z., Ohnenstetter, M., Slánsky, E., Barron, L. M. & Suppel, D., 1989: Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive comple-

◀ **Obr. 1.** Vybrané kryštalické formy Pt. a – tabuľkovité; b–d – stĺpčekovité; e, f – drôťkovité; g – hrudkovité; h – abrázne.

Fig. 1. Selected crystal forms of PGE-minerals. a – tabular; b–d – columnal; e, f – wire-like; g – lumpy; h – abrasive.

- xes near Fifield, New South Wales, Australia. Part 1. Platinum-group minerals in clinopyroxenites of the Kelvin Grove Prospects, Owendale Intrusion. *Mineral. Petrology*, 40, 289–309.
- Johan, Z., Ohnenstetter, M., Fischer, W. & Amossé, J., 1990: Platinum-group minerals from the Durance river alluvium, France. *Mineral. Petrology*, 42, 287–306.
- Slansky, E., Johan, Z., Ohnenstetter, M., Barron, L. M. & Suppel, D., 1991: Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes near Fifield, N. S. W., Australia. Part 2. Platinum-group minerals in placer deposits at Fifield. *Mineral. Petrology*, 43, 161–180.
- Križáni, I., Jeleň, S. & Andráš, P., 1999: Sonochemical separation of precious metals and accessory minerals. New trends in Mineral Processing III. VŠB-TU Ostrava-Poruba, 427–430.
- Laverov et al., 2000: Geochronologija i vozmožnyje istočniki rudnogo veščestva krupnejšego mestoroždenija blagorodnych metallov Suchoj Log: resul'taty, Rb-Sr, Sm-Nd i Pb-Pb izotopnyh issledovanij. In: *Izotopnoe datirovanie geologičeskich processov: novye metody i resul'taty*. Moskva, 211–214.
- Murray, C. G., 1972: Zoned ultramafic complexes of the Alaskan type: Feeder pipes of andesitic volcanoes. In: *The Geological Society of America. Memoir*, 132, 313–335.
- Okál', M., 1997: Rozvojové programy Slovenskej banskej, s. r. o., Hodruša-Hámre. *Spravodaj, Banský výskum Prievdza*, 3–5, 243–245.

Základné pojmy environmentálnej geológie a jej úlohy v manažmente geologického prostredia

MIROSLAV HRAŠNA

Katedra inžinierskej geológie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
hrasna@fns.uniba.sk

(Doručené 20. 5. 2002, revidovaná verzia doručená 16. 1. 2003)

The basic concepts of environmental geology and its role in the geoenvironment management

The geoenvironment affords on the one hand the human community to take advantages of mineral and groundwater resources and other favourable geologic phenomena (geopotentials) necessary for its existence and evolution, on the other hand it endangers the mankind by harmful geologic phenomena (geobarriers) and brings about unfavourable conditions for the development of the society. Both types of these geofactors form together environmental geologic conditions of a territory, which offer the man benefits or problems in his evolution. Solving these matters, leading to the rational use and protection of the geoenvironment, is the principal role of environmental geology in management of the geoenvironment.

Key words: geoenvironment, geofactors of the environment, geoenvironmental conditions, management of the geoenvironment

Úvod

Environmentálna geológia je najmladším odborom geologických vied. Vznikla v druhej polovici 20. stor. ako reakcia na rozvoj techniky a stále intenzívnejšie využívanie geologického a krajinného prostredia a s tým spätými otázkami a problémami tvorby a ochrany životného prostredia. Objektom jej štúdia je geologické prostredie a úlohou riešenie vzťahov geologického prostredia a spoločnosti pri využívaní územia na rozličné účely s dôrazom na racionálne využívanie a ochranu. Je to syntetická veda, využívajúca poznatky ostatných geologických odborov, ale aj ďalších prírodných ako i technických a socioekonomických vied (Hrašna, 2000).

Pri vzniku a etablovaní sa environmentálnej geológie sa objavili aj kritické názory na jej úlohy a postavenie v systéme geovied, najmä vo vzťahu k inžinierskej geológii, ale aj k niektorým ďalším geologickým odborom. Argumentuje sa najmä podobnosťou, alebo aj duplicitou postupov a riešení praxou nastolených úloh resp. aj teoretických a metodických východísk.

Cieľom tohto príspevku je priblížiť úlohy environmentálnej geológie pri racionálnom využívaní a ochrane prostredia a tým pomôcť pri ujasňovaní jej vzťahov k iným geologickým odborom. Vhodným východiskom na to je vysvetlenie významu troch základných pojmov environmentálnej geológie – geologické prostredie, geologické faktory životného prostredia a environmentálnegeologické pomery územia.

Geologické prostredie

Termín a pojem prostredie sa v prírodných vedách – hlavne v geografii, biológii a geológii – v súčasnosti používajú najmä v zmysle významného okolia určitého subjektu. Systém subjektu a systém prostredia sú vo vzájomnej interakcii, pričom najdôležitejšími vlastnosťami systému prostredia sú vlastnosti umožňujúce existenciu a rozvoj subjektu.

Donedávna sa termín prostredie používal a v niektorých prípadoch aj používa i v látkovom zmysle alebo v zmysle vlastností určitého média, napr. vodné prostredie, vlhké prostredie, kyslé prostredie a pod. Niekedy sa však aj v prípade uvedených termínov rozumie prostredie z hľadiska istého subjektu: vývoj určitého druhu bioty vo voľnom prostredí, vplyv vlhkého prostredia na koróziu oceľových konštrukcií, kyslého prostredia na degradáciu pôdy a pod.

Rozličné prostredia sú relatívne mladé pojmy, vznikli iba nedávno a ich obsah a aj rozsah (význam) sa postupne menil, čo je pri nových pojmoch bežné (v súvislosti s vývojom v príslušnej vednej oblasti sú takéto zmeny niekedy aj pri starších pojmoch). Možno to demonštrovať na termíne životné prostredie, ktorého obsah sa v ostatnom období dosť menil (tab. 1).

V geológii medzi takéto relatívne mladé pojmy patrí pojem pomenovaný terminologickým spojením „geologické prostredie“. V nadväznosti na pôvodnú definíciu životného prostredia ho možno definovať ako tú časť litosféry, ktorá bezprostredne ovplyvňuje podmienky existencie a rozvoja

Tab. 1
Definície životného prostredia
Definition of the environment

- Životné prostredie – časť univerza, s ktorou je človek v interakcii, t. j. ktorú využíva, mení a ktorej sa sám prispôbuje. (S. Wik, Nórsko – prijatá UNESCO roku 1967, Helsinki)
- Životné prostredie – historicky sa utvárajúci otvorený systém formovaný ako produkt obojstranných vzťahov človeka a zdrojov prírody a vzájomných vzťahov vo vnútri spoločnosti. (J. Říha: Vybrané problémy ekosystému človeka, Praha 1977)
- Životné prostredie – systém zložiek, prvkov a vzťahov krajiny a sociálno-ekonomickej sféry zodpovedajúci svojím rozsahom a kvalitou istej etape rozvoja spoločnosti. (Geologický terminologický slovník – Inžinierska geológia, GÚDŠ 1992)
- Životné prostredie – všetko, čo vytvára prirodzené podmienky existencie organizmov, vrátane človeka a je predpokladom ich ďalšieho vývoja. Jeho zložkami sú najmä ovzdušie, voda, horniny, pôda, organizmy, ekosystémy a energia. (Zákon č. 17/1992 Z. z. o životnom prostredí)

spoločnosti, ktorú človek využíva a mení (Hrašna, 1998). Základnými zložkami geologického prostredia sú horniny, reliéf, podzemná voda a geodynamické javy.

Takýto obsah termínu sa ustálil iba nedávno, a to v súvislosti so vznikom a používaním pojmu životné prostredie. Donedávna sa termín geologické prostredie používal často ako synonymum litosféry alebo zemskej kôry, t. j. v zmysle objektu štúdia geológie prípadne v látkovom zmysle, teda ako priestor zaplnený horninami (aj s pórmami a dutinami vyplnenými vodou). Naposledy uvedený obsah pojmu sa používa aj v súčasnosti, a to na odlíšenie od pojmu horninové prostredie, ktorý nezahŕňa voľnú (neviazanú) vodu. Hĺbkový dosah geologického prostredia je daný hĺbkou antropických zásahov v litosfére, t. j. v súčasnosti asi 10 km.

Geologické faktory životného prostredia

V súvislosti s riešením problematiky vzťahov medzi geologickým a životným prostredím sa koncom 20. stor. začal používať aj termín geologické faktory (geofaktory) životného prostredia. V súčasnosti je u nás viac definícií tohto termínu. Napr. Matula a Ondrášik (1990) definujú geofaktory životného prostredia ako geologické objekty a procesy, ktoré podstatným spôsobom pozitívne či negatívne ovplyvňujú kvalitu životného prostredia spoločnosti, a tak sa stávajú limitujúcimi činiteľmi jej vývoja. Smerom na tvorbu inžinierskogeologických máp geofaktorov životného prostredia v mierke 1 : 50 000 (MŽP, 1999) predkladá takúto definíciu: Geologické faktory sú zložky geologického prostredia, ich vlastnosti a procesy v ňom prebiehajúce, ktoré ovplyvňujú spôsob využitia geologického, krajinného a životného prostredia.

Za faktor sa však vo všeobecnosti považuje proces alebo aktívne pôsobiaca vlastnosť niektorej zložky systému, nie zložka sama, ani jej čiastkové objekty. Z tohto hľadiska možno zložky geologického prostredia pokladať za faktory resp. geofaktory len v najširšom zmysle slova. Reálne geologické faktory sú vlastnosti zložiek geologického prostredia, ktoré ovplyvňujú ich iné vlastnosti, iné zložky, krajinné prostredie alebo istý spôsob jeho využitia.

Termín „geofaktory životného prostredia“ sa však nezaviedol na pomenovanie špecifických atribútov zložiek geo-

logického prostredia, ale na vyjadrenie ich podstatných vlastností ovplyvňujúcich kvalitu životného prostredia. Na základe toho možno geofaktory životného prostredia definovať ako vlastnosti zložiek geologického prostredia, ktoré významnou mierou ovplyvňujú krajinné a životné prostredie a možnosti využívať ho. Geologické faktory umožňujúce istý spôsob využívania územia označujeme ako geologické potenciály (geopotenciály) a geofaktory ohrozujúce krajinné a životné prostredie (geohazardy) alebo sťažujúce využívanie územia ako geologické bariéry (geobariéry).

Okrem uvedeného termínu (a ním označovaného pojmu) „geofaktory životného prostredia“ sa termín „geofaktory“ používa aj v užšom definovanom význame, a to v zmysle geologických faktorov konkrétnych činností v území. V prípade horninového prostredia je napr. z hľadiska výstavby faktorom únosnosť alebo stlačiteľnosť hornín, z hľadiska ťažby nerastov ich akumulácia, alebo obsah kovov, v prípade podzemnej vody je z inžinierskogeologického hľadiska faktorom hĺbka hladiny a agresivita podzemnej vody, z hydrogeologického hľadiska hrúbka zvodne a kvalita vody a pod.

V uvedených významoch nie je správne používať terminologické spojenie „geofaktory životného prostredia“, ale termíny vyjadrujúce užšie definované pojmy, napr. geofaktory výstavby, geofaktory svahových pohybov a pod. Niekedy sa na daný účel používajú aj odborovo definované termíny, napr. inžinierskogeologické faktory, hydrogeologické faktory a iné. Tieto termíny a pojmy možno členíť ešte podrobnejšie, na faktory vyjadrujúce špecifické vlastnosti zložiek geologického prostredia z hľadiska príslušného konkrétneho zámeru jeho využitia.

Environmentálnogeologické pomery územia

Geologické prostredie možno skúmať z pozície rozličných geologických odborov, pričom každý pri jeho štúdiu zavádza svoj systém. To okrem iného znamená, že zložky geologického prostredia i celý ich súbor definuje príslušný geologický odbor zo svojich pozícií. Napr. súbor vlastností zložiek geologického prostredia definovaný z hľadiska inžinierskej geológie vytvára inžinierskogeologické pomery územia. Relevantné vlastnosti zložiek geologického prostredia v tomto systéme sú faktormi ich

Tab. 2
Hierarchická štruktúra vlastností zemín ako faktorov kvality základovej pôdy
Hierarchical structure of soils properties as factors of foundation soil quality

Fyzikálne vlastnosti	Mechanické vlastnosti	Technické vlastnosti	Úžitkové vlastnosti
Objemová hmotnosť Stupeň konzistencie Relatívna hutnosť	Pevnosť Stlačiteľnosť	Únosnosť Ťažiteľnosť	Kvalita základovej pôdy
Faktory mechanických vlastností	Faktory technických vlastností	Faktory úžitkových vlastností	Geofaktor výstavby

iných vlastností alebo geofaktormi istého spôsobu využívania geologického prostredia, napr. na výstavbu (tab. 2). Obdobne možno definovať hydrogeologické, ekogeologické alebo iné pomery a faktory.

Mnohé z takto definovaných faktorov majú špecifický význam, ovplyvňujú iba vlastnosti zložiek geologického prostredia, ktorými sa zaoberajú len príslušné vedné odbory, ale niektoré z nich ovplyvňujú kvalitu životného prostredia alebo možnosti využívania územia, a tak sa stávajú geofaktormi životného prostredia (tab. 3).

Termín **environmentálnogeologické pomery** (geoenvironmentálne pomery) zahŕňa všetky environmentálne aspekty geologického prostredia. Z toho vyplýva, že sa jeho jednotlivé zložky v environmentálnej geológii posudzujú podľa environmentálnych hľadísk všetkých (najmä však aplikovaných) geologických odborov, resp. z hľadiska rôznych vzájomných vzťahov geologického prostredia a spoločnosti. Vlastnosti zložiek geologického prostredia významné z tohto pohľadu, vytvárajúce systém environmentálnogeologických pomerov územia, predstavujú práve

geofaktory životného prostredia. Vzhľadom na uvedené väzby ich možno označovať aj ako environmentálno-geologické faktory.

Rozlišujeme teda špecifické vlastnosti zložiek geologického prostredia, ktoré sú faktormi ich iných vlastností (tab. 2), geofaktory špecifických činností človeka (napr. výstavby; tab. 3) a geofaktory životného prostredia. Tie predstavujú jednak geopotenciály (zdroje nerastných surovín a podzemnej vody, úrodná pôda, vhodné základové pomery a pod.), jednak geobariéry ohrozujúce krajinné a životné prostredie i človeka (borivé zemetrasenia, katastrofické zosuvy, náhle poklesy územia a pod.) alebo sťažujúce možnosti využívať územia (nevhodná základová pôda, územia náchylné na zosúvanie, znečistené podzemné vody a pod.). Príklad geofaktorov životného prostredia vytvárajúcich environmentálnogeologické pomery územia je v tab. 4.

Najvhodnejším spôsobom, akým sa dajú vyjadriť environmentálnogeologické pomery územia, je zostaviť ich mapu. Na Slovensku sa v súčasnosti zobrazujú v mapách

Tab. 3
Vlastnosti zložiek geologického prostredia ako geofaktorov jeho vhodnosti na výstavbu
Properties of geoenvironment components as geofactors of its suitability for construction

Horniny	Reliéf	Podzemné vody	Geodynamické javy	Geologické prostredie
Kvalita základovej pôdy	Členitosť Sklonitosť	Hĺbka Napätosť Agresivita	Rozsah Aktivita Intenzita	Vhodnosť na výstavbu
Geofaktory výstavby				Geofaktor životného prostredia

Tab. 4
Geofaktory životného prostredia – zložky environmentálnogeologických pomerov územia
Geofactors of the environment – components of environmental-geologic condition of a territory

Geologické potenciály	Vhodné podmienky na výstavbu	Využitelná zásoba podzemnej vody	Využitelná zásoba nerastných surovín	Javy využiteľné na rekreáciu, turizmus a v zdravotníctve	} Environmentálno- geologické pomery územia
Geologické bariéry	Zosuvy Zemné prúdy Lavíny	Znečistenie podzemných vôd	Prepadanie a poklesy povrchu územia	Plošná a výmolvá erózia	

geofaktorov životného prostredia. Tieto mapy sa skladajú z niekoľkých mapových listov pokrývajúcich environmentálne aspekty väčšiny geologických odborov, najmä inžinierskej geológie, hydrogeológie, geochemie, ložiskovej geológie, geofyziky a pedológie.

Pre veľký počet máp – a značný stupeň špecializácie niektorých z nich – sa v tomto súbore máp tvorí aj mapa významných geofaktorov životného prostredia a obsahuje geofaktory, ktoré podstatne ovplyvňujú využívanie územia. Sú to významné zdroje nerastných surovín a podzemnej vody, nevhodná základová pôda, kvalitná poľnohospodárska pôda, seizmická intenzita, aktívne a potenciálne zosuvy, územia so zvýšeným radónovým rizikom a i. Mapa však neobsahuje všetky geofaktory potrebné na vyjadrenie geoenvironmentálnych pomerov územia. Chýbajú v nej geofaktory, ako je znečistené horninové prostredie a podzemné vody, citlivé resp. zraniteľné horninové prostredie a i.

Otázka primeraného obsahu mapy environmentálnegeologických pomerov je z hľadiska úplnosti zobrazovaných geofaktorov aj čitateľnosti mapy doteraz otvorená a je predmetom súčasného výskumu v tejto oblasti.

Úlohy environmentálnej geológie v manažmente geologického prostredia

Hlavnou úlohou environmentálnej geológie pri rozhodovaní o využívaní územia je zaistiť, aby sa geologické prostredie využívalo racionálne, vymedziť jeho čiastkové celky vyžadujúce sanáciu alebo ochranu a v spolupráci s ďalšími geologickými odbormi navrhovať príslušné opatrenia.

Racionálne využívanie geologického prostredia

Človek počas svojho vývoja stále vo väčšej miere využíval geopotenciály, bojoval proti geohazardom a iným geobariéram a siahal po čoraz dômyselnejších opatreniach na ich prekonanie. Niekedy však neuváženými zásahmi do prírodného prostredia alebo nevhodným využívaním geopotenciálov poškodzoval (a poškodzuje) geologické aj krajinné prostredie, aktivizoval rozličné geohazardy (zosuvy, eróziu, sufóziu a pod.) alebo spôsoboval iné konflikty v prírodnom prostredí (devastácia pôdy, podmáčanie alebo vysušenie územia, záplavy a pod.). Ale z hľadiska celospoločenských záujmov alebo trvalo udržateľného rozvoja nemusí byť racionálne ani nekonfliktné využívanie geologického prostredia. Racionálnosť využívania životného prostredia (jeho súčasťou je aj geologické prostredie) sa nemá totiž posudzovať iba z úzkeho pohľadu jedného odboru, ale sa musí hodnotiť podľa mnohých kritérií, z pozícií rozličných prírodných, technických aj socioekonomických vied. Za geologické vedy do takéhoto hodnotenia vstupuje práve environmentálna geológia a jej úlohou je na základe komplexného zhodnotenia geoenvironmentálnych pomerov územia garantovať racionálne využívanie geologického prostredia, za ktoré možno považovať také, ktoré

1. je národohospodársky najvýhodnejšie
2. nemá nepriaznivé vplyvy na prostredie
3. je technicky a ekonomicky nenáročný
4. nenarúša estetické a kultúrne funkcie krajiny

Prvý bod obsahuje riešenie konfliktu záujmov z hľadiska rozličných zámerov spoločnosti na využívanie územia alebo geopotenciálov životného prostredia. Z tohto pohľadu treba presadzovať využívanie geopotenciálov väčšieho národohospodárskeho významu alebo takých, na aké je príslušná oblasť chudobná, ale práve od nich závisí jej rozvoj (napr. využiteľná zásoba podzemnej vody, kvalitné stavebné nerasty a pod.). Pritom je nevyhnutné mať na zreteli, že neuváženou exploataciou územia zameranou na istý geopotenciál možno znehodnotiť iný, aj oveľa významnejší potenciál. Napr. zastavaním územia v mieste výskytu kvalitného bentonitu alebo zriadením skládky odpadu v území s významnou zásobou kvalitnej podzemnej vody možno spôsobiť nezvratné alebo technicky a ekonomicky ťažko zvládnuteľné škody. Potenciály geologického prostredia, najmä jeho neobnoviteľné zdroje treba využívať uvážené aj z hľadiska potrieb ďalších generácií, t. j. z hľadiska trvalo udržateľného rozvoja.

Pri posudzovaní vplyvov rozličných spôsobov využívania územia na geologické prostredie sa zisťuje najmä možnosť vyvolať škodlivé geodynamické javy (zosuvy, presadenie, sufóziu, eróziu a i.) a znečistiť horninové prostredie a podzemné vody. Tieto javy majú, pochopiteľne, negatívny vplyv aj na krajinné a životné prostredie (povrchové vody, pôdu, ovzdušie, biotu aj človeka), ale dajú sa zmierniť alebo aj vylúčiť vhodným situovaním zamýšľanej činnosti v území alebo technickými opatreniami.

Nepriaznivý vplyv na prostredie môže mať aj nadmerné alebo geologicky a technicky dostatočne nepodložené využívanie geopotenciálov. Tak ich možno znehodnotiť priamo (napr. pri nadmernom čerpaní podzemnej vody) alebo vyvolaním nepriaznivých geodynamických javov znehodnotiť geologické a krajinné prostredie v ich okolí (napr. pokles územia nad banskými dielami, aktivizácia svahových pohybov pri výstavbe a pod.).

Technická a ekonomická náročnosť využívania geologického prostredia závisí od jeho kvality z hľadiska podmienok realizácie uvažovanej činnosti a z jeho zraniteľnosti (Hrašna, 1999). Na rozdiel od minulosti sa v súčasnosti do nej započítavajú aj náklady na odstránenie prípadných dôsledkov nepriaznivých vplyvov na prostredie. Technickú a ekonomickú náročnosť možno ovplyvniť spôsobom činnosti (ťažby nerastov zakladania stavieb a pod.), v niektorých prípadoch aj úpravou spôsobu využívania technických diel (napr. vodné diela) alebo zmenou ich situovania v území.

Každý zásah do geologického prostredia by mal brať ohľad aj na kultúrne a estetické funkcie krajiny. Týka sa to najmä otvárania lomov a povrchových baní, ale aj zárezov a násypov a iných zásahov, ktoré niekedy môžu „dotvárať“ krajinné prostredie esteticky nevhodným spôsobom. Zvýšenú pozornosť treba venovať zásahom do geologického prostredia v územiach významných z kultúrneho, historického alebo vedeckého hľadiska (národné parky, prírodné rezervácie, významné odkryvy, presypy, pramene, ponory, chránené nerasty, skameneliny a pod.).

Ochrana geologického prostredia

Z uvedeného vyplýva, že pojem racionálne využívanie geologického prostredia zahŕňa aj jeho ochranu. Z toho

pramení otázka, prečo sa osobitne hovorí o ochrane geologického prostredia. Je to najmä v súvislosti so starými objektmi technosféry, ktoré neboli zriadené v súlade so zásadami racionálneho využívania geologického prostredia, v prípade starých záťaží, havárií, narušenia fyzického stavu a stability geologického prostredia svahovými pohybmi, eróziou, sufóziou, presadaním a ďalšími prírodnými alebo antropogénnymi procesmi, ktoré menia celistvosť, štruktúru alebo vlastnosti geologického prostredia. V zásade sa rozlišuje ochrana pred znečistením a ochrana pred narušením stability. Medzi najpoužívanejšie metódy ochrany geologického prostredia pred znečistením patrí:

- odstránenie objektov technosféry,
- technické zlepšenie objektov technosféry,
- technické opatrenia v geologickom prostredí,
- odstránenie znečistenia z geologického prostredia,
- monitoring podzemných vôd.

Odstránenie objektov technosféry prichádza do úvahy pri menších, starých alebo nefunkčných objektoch. V opačnom prípade je zvyčajne výhodnejšie upraviť technológiu využívania objektov alebo vykonať technické úpravy objektov (napr. zvýšením ich tesnosti, drenážou a pod.), alebo urobiť technické opatrenia v geologickom prostredí (napr. vybudovať podzemnú tesniacu stenu, zriadiť hydraulickú clonu a pod.).

Pri znečistení horninového prostredia (napr. pri haváriách alebo v podloží odstránených stavieb) možno zeminu vyťažiť a odviezť na vhodnú skládku alebo ju vyčistiť špeciálnou technológiou. Obdobne sa dá postupovať aj pri znečistení podzemnej vody. Vždy je vhodné monitorovať znečistenie podzemných vôd.

Medzi najpoužívanejšie metódy ochrany geologického prostredia pred narušením stability patria:

- odstránenie objektov technosféry,
- technické zlepšenie objektov technosféry,
- odstránenie časti horninového masívu,
- technické opatrenia v geologickom prostredí,
- monitoring a stabilizácia nestabilných svahov,
- protierózne opatrenia,
- opatrenia proti presadaniu, sufózií a iným geohazardom,
- monitoring nestabilných objektov alebo území.

Objekty technosféry sa odstraňujú za rovnakých podmienok ako pri znečistení geologického prostredia alebo aj v prípade veľkých alebo novších objektov, ak sú značne poškodené, alebo ak hrozí ich havária a nemožno ich ekonomicky výhodnejšie zachrániť technickými opatreniami v samotnom objekte alebo v geologickom prostredí (spevnenie základov alebo konštrukcie objektu, spevnenie alebo stabilizácia horninového prostredia a pod.).

Odstránenie časti horninového masívu prichádza do úvahy pri menších zosuvoch alebo nestabilných častiach skalných svahov ak je to z hľadiska stability účelné a ekonomicky nie príliš náročné. V opačnom prípade je vhodnejšie urobiť technické opatrenia v geologickom prostredí (odvodnenie, oporné múry, kotvenie a pod.). Pri ostatných geohazardoch sa používajú metódy podľa konkrétneho spôsobu porušenia geologického prostredia. Takýmito opatreniami sa, prirodzene, nechráni len geologické, ale aj krajinné a životné prostredie.

Prekonávanie spomenutých problémov vyžaduje spoluprácu rozličných geologických odborov a často i kooperáciu s inými, najmä technickými, socioekonomickými a ekologicky zameranými vednými odbormi. Zaistovať takúto spoluprácu na základe poznania vzťahov a kompetencií rôznych odborov v manažmente územia a geologického prostredia je jednou z hlavných úloh environmentálnej geológie. Environmentálny geológ vstupuje pri riešení problematiky racionálneho využívania geologického a krajinného prostredia do pozitívnej konfrontácie so zástupcami iných odborov na základe dokumentácie geoenvironmentálnych pomerov územia vychádzajúcej z analýzy environmentálnych aspektov geologického prostredia, najmä z hľadiska inžinierskej geológie, hydrogeológie, ložiskovej geológie, geochemie a geofyziky.

Účasť environmentálnej geológie v územnom plánovaní

V zmysle zákona č. 56/1976 Zb. z. o územnom plánovaní a stavebnom poriadku v znení zákona č. 237/2000 Zb. z. je územné plánovanie základným nástrojom tvorby, racionálneho využívania a ochrany prostredia. Rieši funkčné využívanie územia a koordinuje všetky činnosti v území s osobitným zreteľom na starostlivosť o životné prostredie, zachovanie ekologickej stability a biodiverzity, ochranu prírodných a kultúrnych hodnôt a zabezpečenie trvalo udržateľného rozvoja.

Na riešenie uvedených úloh treba poskytovať aj údaje o geopotenciáloch a geobariérach životného prostredia a o možných nepriaznivých vplyvoch rozličných hospodárskych zásahov do územia na geologické a krajinné prostredie. Týka sa to najmä rozličných stavieb a ťažby nerastov, ale aj poľnohospodárskej a lesohospodárskej výroby, turizmu a inej činnosti v území. Tieto údaje sa získavajú v rámci prípravy územnoplánovacej dokumentácie, ktorej súčasťou býva prieskum rozličného druhu vrátane geologického a rôzne analýzy.

V súlade so zákonom sa územnoplánovacia dokumentácia pripravuje pre štyri hierarchické úrovne:

- koncepciu územného rozvoja Slovenska,
- územný plán regiónu,
- územný plán obce,
- územný plán zóny.

V zásade treba pri každom stupni územnoplánovacej dokumentácie (v rôznej podrobnosti) poskytovať údaje o:

- geologickej stavbe územia z hľadiska výskytu, možnej ťažby a potrebnej ochrany nerastných surovín,
- reliéfe geologického prostredia z hľadiska možného využívania územia na rozličné účely (výstavba, poľnohospodárstvo, turizmus a pod.),
- hydrogeologických pomeroch, z hľadiska výskytu zdrojov obyčajnej, minerálnej a termálnej podzemnej vody, možností jej využívania a potrebnej ochrany,
- základových pomeroch, a to najmä z hľadiska výskytu málo únosnej a silne stlačiteľnej základovej pôdy,
- možností ukladania odpadu v záujmovom území,
- výskytu geodynamických javov limitujúcich využívanie územia (zosuvy, erózia, sufózia, presadanie, rádioaktivita, seizmicita, poddolovanie a pod.),

– možných nepriaznivých vplyvov rozličnej činnosti na geologické a krajinné prostredie.

Obdobné údaje treba poskytovať aj v rámci prípravy krajinnoekologického plánu, ktorý sa v súlade so zákonom povinne spracúva pre územný plán regiónu a územný plán obce. V takom prípade sa však vyžadujú aj niektoré špecifické informácie potrebné na stanovenie environmentálnych limitov a ekologicky optimálneho priestorového usporiadania a funkčného využitia územia (Hrnčiarová et al., 2000).

Súčasťou záväznej časti územnoplánovacej dokumentácie je aj lokalizácia chránených častí krajiny (národné parky, prírodné rezervácie a pod.) vrátane prírodných pamiatok (napr. významné odkryvy, kamenné moria, presypy, pramene, ponory a pod.) a chránených druhov, medzi ktoré patria i chránené nerasty a skameneliny.

Záver

Pojem a termín geologické prostredie vznikli v súvislosti so systémom pojmov a termínov odvíjajúcich sa od pojmu životné prostredie. V nadväznosti naň vznikol aj pojem a termín geofaktory životného prostredia a environmentálnegeologické pomery územia, ktoré odrážajú vzťah geologického prostredia a spoločnosti. Všetky tri uvedené pojmy a termíny sú teda nerozlučne späté s environmentálnou geológiou (geológiou životného prostredia).

Čiastkové vzťahy geologického a životného prostredia v rámci svojej kompetencie skúmajú rozličné geologické

odborní, ale environmentálna geológia ako syntetická veda zaoberajúca sa vzťahmi geologického a životného prostredia ich skúma komplexne a to jej umožňuje zodpovedne riešiť otázky racionálneho využívania geologického prostredia a kvalifikovane ho presadzovať v pozitívnej konfrontácii s rozličnými inými, fundovane nepodloženými nárokmi na využívanie územia.

Literatúra

- Hrašna, M., 1998: Geologické prostredie a geofaktory životného prostredia – nové pojmy geologických vied. In: *Geológia a životné prostredie*. Bratislava, GSSR, Vyd. D. Štúra, 121–123.
- Hrašna, M., 2000: Environmentálna geológia – nový odbor geologických vied. *Mineralia Slov.*, 32, 1, *Geovestník*, s. 4–5.
- Hrašna, M., 1999: Hodnotenie vplyvov na horninové prostredie. In: *Environmentálna geológia*. Technická univerzita Košice a INHYGEO Košice, 19–23.
- Hrnčiarová, T. et al., 2000: Metodický postup ekologicky optimálneho využívania územia v rámci prieskumov a rozborov pre územný plán obce. *Manuskript. Združenie krajina – pre MŽP SR, Bratislava*. 1–138.
- Matula, M. & Ondrášik, R., 1990: Inžinierska geológia v tvorbe a ochrane životného prostredia. *Mineralia Slov.*, 22, 5, 385–392.
- Říha, J., 1977: Vybrané problémy ekosystému človeka. Učebný text pre účastníkov seminára. *Praha, Dom techniky ČSVTS*. 1–236.
- Geologický terminologický slovník. Inžinierska geológia. Bratislava, *Geologický ústav Dionýza Štúra* 1992.
- MŽP SR, 1999: Smernica na zostavovanie a vydávanie inžiniersko-geologických máp v súbore máp geofaktorov životného prostredia. *Vestník MŽP SR, časť 6*, 36–71.
- Zákon č. 17/1992 Z. z. o životnom prostredí.

The basic concepts of environmental geology and its role in the geoenvironment management

Environmental geology is an interdisciplinary science as within the system of geological sciences as well as in its position at the boundary of geology, ecology, technical and socio-economic sciences. It analyses environmental aspects of the geoenvironment taking into account mainly its evaluations from the point of view of engineering geology, hydrogeology, economic geology, geochemistry and geophysics. The main concepts of environmental geology are the geoenvironment, geological factors (geofactors) of the environment and environmental-geologic (geoenvironmental) conditions. The main role of environmental geology is the care of rational use and protection of the geoenvironment.

The geoenvironment is defined as that part of lithosphere, which directly influences the conditions of the existence and development of the society, which the man exploits and converts. The basic components of the geoenvironment (geocomponents) are rocks, relief, groundwater and geodynamic phenomena. The depth range of the geoenvironment depends on the scope of human interference with the earth crust, i. e. about 10 km at present.

Upon the geoenvironment can be introduced the system of various branches of geology: engineering geology, hydrogeology, economic geology, etc. Each branch defines therein geocomponents from the standpoint of its specialization. Geocomponents defined from standpoint of engineering geology, for instance, create the system of engineering-geological conditions. Relevant properties of the geocomponents in this system can be the factors of their other properties or geological factors of some mans' activities, e. g. of construction (see Tabs. 2 and 3). In the same way we can define hydrogeological, geophysical and others conditions or factors.

A lot of this way defined factors are of specific meaning and affect the objects and relations that merely the corresponding science is dealing with. However, some of them affect the quality of the environment and possibilities of land use, too. These are integrated into geoenvironmental conditions, which are defined as the complex of geocomponents properties affecting the quality and/or the way of geoenvironment and landscape exploitation, i. e. as the complex of environmental-geologic factors or geofactors of the environment.

Besides of geofactors that provide possibilities of the geoenvironment exploitation, which are called as geological potentials (geopotentials) of the environment, there are others geofactors, called as geological barriers (geobarriers) of the environment, which limit or in a negative way affect the land-use. The complex of geofactors in a territory, creating its environmental geologic conditions, presents Tab. 4.

The best way how to express environmental-geologic conditions of a territory, is to compile their map. Regarding the great amount of geofactors, there is a need to prepare a simplified, but sufficiently comprehensive and easily readable map. Such map contains only those geofactors which in a high degree affect the land-use: significant mineral and water resources, high quality fertile soils, seismic intensity, important landslides, unsuitable foundation soils, high radon risk districts, and some others.

The principal role of environmental geology in the geoenvironment management is the care of its rational use and protection. That means to take responsibility for the best way of its exploitation from the point of view of nation-wide, regional economic and ecologic requirements. The protection of the geoenvironment is aimed mainly at the problems of its pollution and stability failure.

Obsah

Acidifikácia pôdy – faktory a environmentálne dôsledky ...	1	Upozomenie	7
Recenzia	6	Kronika	8
Recenzia	7	Zápis z valného zhromaždenia SGS	22

Acidifikácia pôdy – faktory a environmentálne dôsledky

JÁN ČURLÍK

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

Acidifikácia pôdy a s ňou súvisiaca acidifikácia podzemných a povrchových vôd je spätá s radom prírodných a antropogénnych faktorov. Najčastejšie sa dáva do súvislosti s emisiami SO_x , NO_x a NH_3 čiže s pôsobením tzv. *kyslých dažďov*.

Acidifikácia ako antropogénny proces – čiže zrýchlená – sa najprv chápala ako znižovanie pH v jazerách a vo vodných tokoch v Škandinávii a neskôr ako nebezpečný fenomén pre lesné ekosystémy spojený s odumieraním lesov v mnohých európskych krajinách a v USA.

Hlavnou príčinou vzniku *kyslých dažďov* bolo dlhodobé spaľovanie uhlia s obsahom S, najvýraznejšie po 2. svetovej vojne. To spôsobovalo zdravotné problémy obyvateľov v urbanistických centrách (smog) najprv regionálnych a neskôr globálnych rozmerov, a to najmä ako dôsledok narušenia celkového obehu S na Zemi.

Popri zlúčeninách S postupne rástlo aj množstvo emisií NO_x , ktoré vznikajú vo všetkých motoroch s vnútorným spaľovaním, a emisií NH_3 , ktorých zdrojom je intenzívny živočíšny chov rozličného druhu.

Pomerne výrazný negatívny vplyv acidifikácie sa zaznamenal v Čechách, kde koncom 70. rokov 20. stor. odumrelo viac ako 700 tisíc ha lesa. Hoci emisie kyslých zložiek boli podobné aj na Slovensku, dôsledky v lesných ekosystémoch boli vďaka nerovnakej reakcii lesnej pôdy o poznanie miernejšie.

V 90. rokoch 20. stor. celkové množstvo spomenutých emisií – osobitne S – pokleslo, ale doteraz sa nedarí rovnako znižovať emisie N z automobilov, ktorých počet ustavične rastie, a preto acidifikácia naďalej zostáva jedným z najdôležitejších environmentálnych problémov súčasnosti.

Acidifikačné procesy prebiehajúce v pôde sa u nás podrobne neskúmali a doteraz publikované práce – najmä pokiaľ ide o lesné

ekosystémy – sú dosť schematické. Zvyčajne sa opierajú len o meranie zmien pH, ktoré je mierou intenzity týchto procesov, ale neberie do úvahy tlmiace mechanizmy pôdy čiže jej kapacitné faktory.

V takejto zjednodušenej podobe sledované nebezpečné procesy často vníma aj geologická pospolitosť, nevenuje sa im dostatočná pozornosť, a tak sa strácajú príčinné súvislosti medzi acidifikáciou pôd a vôd, medzi acidifikáciou a znečisťovaním (znečistením) zložiek životného prostredia, acidifikáciou a zhoršovaním (zhoršením) kvality potravín a v neposlednom rade aj zdravia živých organizmov a človeka.

Pôda, ktorá je popri ovzduší a vode základnou zložkou životného prostredia, všeobecne, v geologickom, ale aj v environmentálnom výskume na Slovensku stojí dosť na okraji záujmu, ba nezriedka sa pokladá za útvar patriaci len do sféry záujmu poľnohospodárstva. Dôsledkom toho je, že sa ako významný faktor vplývajúci na mnohé geochemické procesy alebo neberie do úvahy vôbec, alebo plní iba úlohu sprostredkovateľa.

Náš príspevok má pomôcť pri chápaní pôdy ako polyfunkčného prírodného útvaru, ktorý určuje tok látok a energie v krajine, čiže látok mobilizujúcich sa pri acidifikácii, pri chápaní vzájomných súvislostí medzi acidifikáciou pôd a vôd, ako aj rozličných reakcií pôdy na acidifikačné vplyvy. Zároveň má poukázať na potrebu vnímať pôdu aj cez geologicko-geochemickú prizmu, čiže v nadväznosti na materské horniny a geologické procesy v krajine, ktorá umožňuje lepšie chápať a hlbšie pochopiť všetky environmentálne funkcie pôdy.

Prírodné a antropogénne faktory acidifikácie pôdy

Z tab. 1 je zjavné, že sa rozlišujú prírodné a antropogénne faktory acidifikácie pôdy. Acidifikácia ako prírodný proces prebieha tam, kde je dostatok zrážok a dobrá drenáž. Ide o pomalý proces (napr. podzolizácia alebo dekalifikácia).

Medzi najvýznamnejšie prírodné faktory acidifikácie patria materské horniny (substráty) pôdy. Pôda vzniká ich premenou. Pôdotvorné substráty, ktoré sú derivátmi materských hornín, dávajú základný rámec chemickému zloženiu pôdy, ale aj pôdnej reakcii (pH). Minerálne zložky totiž uvoľňujú do pôdneho roztoku ióny a tie určujú jeho reakciu. V skutočnosti je teda pH pôdy reakciou pôdneho roztoku.

Acidifikácii podlieha viac pôda vzniknutá z kyslých materských hornín. Za kyslé sa pokladajú také (vyvreté a metamorfované) horniny, ktoré obsahujú viac ako 65 hmotnostných percent SiO_2 (kremeňa), čo súčasne značí prevahu SiO_2 nad ostatnými oxidmi kovov v molekulárnom pomere. Ale toto označenie nemá v takejto súvislosti presný vedecký základ, lebo neutralizačný efekt je spätý s obsahom a uvoľňovaním alkalických kovov a kovov alkalických zemín v hornine. Rýchlosť rozpúšťania silikátových minerálov je všeobecne nízka (živce a sludy), a preto tieto horniny v potrebnom čase nestačia dodať do pôdy dostatok neutralizujúcich bázičiek iónov (Ca, Mg, Na a K). Čím je množstvo zrážok väčšie, tým rýchlejšie sa tieto ióny vylúhovaním strácajú. Takéto horniny poskytujú substráty pôdy s nízkou neutralizačnou schopnosťou. Na Slovensku medzi ne patria granitoidy, rula, fylity a svory, kremité porfýry a rhyolity. V niektorých slovenských vysokohorských oblastiach s výskytom kyslých hornín kryštalínika sú aj prirodzene kyslé (podzolové) pôdy.

Na druhej strane horniny bohatšie na bázičké komponenty môžu zvetrávaním dodávať časť týchto zložiek do pôdy, a tak posilňovať jej neutralizačnú schopnosť. Patria medzi ne andezity, bazalty, ich tufy a pyroklastiká, amfibolity alebo ich metamorfne deriváty. Je prirodzené, že ak je zvetrávanie dostatočne intenzívne (najmä množstvo zrážok) a prebieha dlho, potom aj tieto horniny môžu poskytovať kyslé pôdy.

Geochemická povaha sedimentárnych hornín a sedimentov mechanického pôvodu sa dedí od predchádzajúceho vývojového štádia čiže od častíc pôvodných zdrojových hornín. Ak sa zachovali len inertnejšie zložky (kremeň), potom horniny reagujú obdobne ako kyslé vyvreté a metamorfované horniny (majú kyslý charakter). Zo sedimentárnych hornín medzi ne patrí kremenec, kremitý pieskovec a kremitý zlepenec. Medzi najčastejšie kyslé sedimenty patrí eolický (naviaty), aluviálny a morský piesok. Je samozrejme, že tieto substráty poskytujú prirodzene kyslé pôdy. Aj v nižších polohách môže byť na piesku podzol, dystrické a kyslé kambizeme (napr. v Záhorí nižšie).

Naproti tomu vápenec (chemogénny aj biogénny), dolomit, slieň, vápnitý zlepenec, vápnitý pieskovec, slienité bridlice a siltovec, sedimenty s prímiesou karbonátov, ako je spraš, vápnitý íl a piesok, spravidla poskytujú substráty s vysokou neutralizačnou schopnosťou, a to pre vysoký obsah Ca a Mg, ktoré sa vzhľadom na rozpustnosť karbonátov uvoľňujú do pôdy relatívne rýchlo. Pri nízkych zrážkach aj pôda na takých substrátoch, akým je vápnitý eolický piesok, si môže dlhodobo zachovať neutrálny charakter. Napríklad černoze sa na spraši a piesčitej spraši vyznačujú neutrálnou až slabou alkalickou reakciou, lebo sú karbonátového charakteru, ktorý sa zachováva vďaka nízkemu úhrnu zrážok.

Osobitným potenciálnym zdrojom acidity v horninovom prostredí je pyrit a niektoré iné sulfidické minerály. Významným lokálnym zdrojom acidifikácie je zvetrávanie pyritu za vzniku H_2SO_4 . To je dôvod, pre ktorý tieto procesy analyzujeme detailnejšie.

Medzi ďalšie prírodné faktory acidifikácie patrí dýchanie koreňov a rozklad organických látok čiže procesy, ktorými sa produkuje CO_2 . Kým v atmosfére je obsah CO_2 0,035 %, v pôdnom vzduchu to môže byť až 5 % (redšie aj viac). Zlúčením CO_2 s vodou vzniká slabá kyselina uhličitá a tá je hlavným prírodným zdrojom acidifikácie.

Pri rozklade organických látok vznikajú v pôde aj humusové (humínové kyseliny a fulvokyseliny) kyseliny. Najmä fulvokyseliny, ktoré sú rozpustné, bývajú významným acidifikačným zdrojom hlavne v lesných pôdach.

Mnohé organické kyseliny sa tvoria v pôde pri rozkladných procesoch. Síranové a dusičnanové ióny sa dostávajú do pôdy aj z prírodných zdrojov cez atmosféru.

Acidifikačne pôsobia aj „čisté“ atmosférické zrážky, lebo majú pH 5,6 (obsahujú CO_2).

Tab. 1
Acidifikačné faktory pôdy

Prírodné faktory	Antropické faktory
kyslé materské horniny	zmena využívania zeme
dýchanie koreňov	zmena agrotechniky
rozklad organických zvyškov (CO_2 , kyslé zložky, humus)	suchý a mokrý kyslý spad na pôdu (SO_x , NO_x , NH_3)
prírodné kyslé zložky	
vylúhovanie pôdy vplyvom zrážok	melioračné zásahy
nitrifikácia	priemyselný a komunálny odpad
	nesprávne hnojenie (typ, dávkovanie)

Prírodné kyslé pôdy s pH pod 5,5 sú vo svete charakteristické pre pomerne veľké oblasti. Do tejto kategórie patrí okolo 4 miliónov ha pôdy (zhruba 30 %). Z toho až okolo 2,6 miliónov ha pripadá na vylúhované tropické a subtropické pôdy s humídnu klímou a s kyslými materskými horninami.

Acidifikáciu veľmi zrýchľuje antropogénna činnosť. Antropogénnych faktorov je viac, na acidifikácii sa zúčastňujú intenzívnejšie, a preto sa hovorí o zrýchlenej acidifikácii.

Zmena využívania pôdy (zeme), akou je napr. zalesnenie, môže zrýchliť acidifikáciu tým, že sa poľnohospodárska pôda prestane vápniť, jej reakcia udržiavaná vápnením sa pomerne rýchlo znižuje a dôsledkom je prechod do nižších tried.

Zmena agrotechniky spolu s melioračnými zásahmi do pôdy môže lokálne spôsobiť, že sa na povrchu dostanú kyslejšie polohy podornice, zrnitostne ľahšie substráty a pod. Aciditu pôdy pri zanedbaní aplikácie vápenatých hmôt postupne zvyšuje pestovanie plodín tolerantných na kyslú pôdu.

Najdôležitejšie acidifikačné zložky sa do pôdy dostávajú cez atmosféru mokrým alebo suchým spadom a sú známe ako *kyslé dažde*. Zdroje atmosférickej depozície kyslých zložiek – SO_x (SO_2 a SO_4), NO_x (NO , NO_2 a NO_3) a NH_3 (NH_3 a NH_4) – sú najdôležitejšie a ich pôsobenie sa naďalej zaraďuje medzi najvýznamnejšie environmentálne problémy súčasnosti.

V poľnohospodárskej pôde sú dôležitým antropogénnym zdrojom acidifikačných zložiek najmä fyziologicky kyslé hnojivá (tab. 4), napr. amoniakálne. Hoci samy nie sú kyslé, ich aplikáciou sa amónne ióny v pôde menia na dusičnanové.

Je to nitrifikácia

$\text{NH}_4^+ + \text{OH}^- + 2\text{O}_2 \rightarrow \text{H}^+ + \text{NO}_3^- + \text{H}_2\text{O}$ pri redukcii protónov

V Austrálii napr. vypočítali, že aplikácia hnojoviny v množstve 210 kg N · ha⁻¹ · rok⁻¹ do hĺbky 10 cm môže produkovať až 15 kmol H⁺ · ha⁻¹ · rok⁻¹, čo by za desať rokov mohlo znížiť pH piesčitohlinitej pôdy zo 6,4 na 4,5. Išlo by o významnú zmenu za veľmi krátky čas.

Ďalším potenciálnym zdrojom acidifikácie pôdy je aplikácia kalu, priemyselného a komunálneho odpadu. Na Slovensku ide oveľa častejšie o alkalizáciu pôdy pôsobením alkalického prášneho spadu (napr. Mg úlety v Jelšave).

1 % karbonátov v pôde sa rozpúšťa 60–90 rokov, a tak sú karbonátové pôdy schopné neutralizovať účinok kyslých zložiek za pomerne dlhý čas. Sprievodným znakom takýchto pôd je dekalifikácia (odvápňovanie). Pokým pôda nie je dekalifikovaná (odvápnená), systém zmenám pH odoláva.

Koncept acidifikácie

Na ilustráciu si predstavme jednoduchú 3 V batériu. Ak sa ňou svieta, za niekoľko dní sa jej kapacita spotrebuje. Takúto batériu teda charakterizuje nielen napätie, ale aj limitovaná kapacita.

Acidita pôdy sa rutinne spája iba s pH. Nízka hodnota pH je charakteristická pre kyslú, hodnota nad 7 pre alkalickú pôdu. Takýto prístup nie je správny, lebo aciditu pôdy definujú dva parametre. Je to pH ako miera aktívnej acidity alebo intenzity acidifikácie a pufracia schopnosť, čo je vyjadrenie kapacitnej schopnosti pôdy odolávať zmenám pH pri pridaní kyselín alebo zásad. Kým sa kapacita pôdy nespotrebuje, acidifikácia sa významnou zmenou reakcie neprejaví.

Hodnotu pH, všeobecne používanú na indikáciu kyslosti pôdy, ovplyvňuje mnoho biochemických reakcií. Je rad reakcií, pri ktorých sa protóny produkujú alebo spotrebúvajú (tab. 2).

Tab. 2

Biochemické reakcie späté s produkciou a spotrebou protónových iónov v pôde

Zdroje H ⁺ -iónov	Spotreba H ⁺ -iónov
prijímanie katiónov	prijímanie aniónov
mineralizácia aniónov	mineralizácia katiónov
oxidačné reakcie	redukčné reakcie
disociácia slabých kyselín (CO ₂ , organické kyseliny)	asociácia slabých kyselín (CO ₂ , organické kyseliny)
zvetrávanie, desorpcia aniónov, precipitácia, adsorpcia katiónov	zvetrávanie, desorpcia katiónov, precipitácia, adsorpcia aniónov

Z prehľadu vyplýva, že kolobeh iónov H⁺ v pôde je veľmi komplikovaný a acidifikáciu vo všeobecnosti ovplyvňuje jeho narúšanie, ako aj narúšanie iných prvkov v ekosystéme, a preto sa informácie o dôležitých procesoch kolobehu prvkov vo vzťahu ku kolobehu protónov musia syntetizovať. V takomto kontexte sa zdroje a spotreba iónov H⁺ vzťahujú na produkciu a spotrebu kyslých zložiek v pôdnom roztoku. Preto sa produkcia protónov v pôde v zmene pH niekedy odráža iba čiastočne alebo sa neodráža vôbec. To bol dôvod, pre ktorý sa acidifikácia pôdy podobne ako vody skôr definovala ako kapacitný, nie intenzitný faktor, akým je pH. Analogicky ako pri vodných systémoch sa acidifikácia pôdy každého druhu chápe ako zníženie jej kapacity neutralizovať kyseliny (KNK) v pevnej a kvapalnej (minerálnej a organickej) fáze. Neutralizačná kapacita pôdy voči kyselinám (KNK) sa definuje ako suma bázičných komponentov v minerálnych aj v organických fázach pôdy

$$\text{KNK}_p = B_s + B_o$$

(b – bázičné komponenty, s – pevná a kvapalná fáza pôdy, o – organická fáza pôdy)

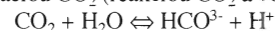
Schopnosť pôdy odolávať pôsobeniu kyselín (alebo zásad) pri udržiavaní istého rozpätia pH, v širšom slova zmysle aj zmenám vonkajších podmienok (teploty, vlhkosti a pod.), je tlmiača (pufracia) schopnosť pôdy.

Za tlmiače (tlmivé, pufracie) sa pokladajú substancie v pôde schopné udržiavať hodnotu pH v rámci obmedzeného rozpätia v prípadoch, keď sa do pôdy pridávajú kyseliny alebo zásady (pokiaľ nie sú v nadbytku).

V pedológii sa pod tlmiacou (pufracnou) kapacitou pôdy rozumie schopnosť neutralizovať isté množstvo iónov H⁺ v 1 kg pôdy.

Pôda má rozličné mechanizmy tlmenia účinku kyslých zložiek. Je to najmä tlmiači karbonátový systém, systém výmenných iónov, silikátový systém (systém fľových minerálov), systém Al a Fe oxidov a systém organických látok (tab. 3).

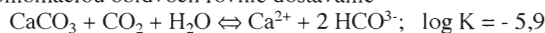
Blížišie si všimneme karbonátový systém. V karbonátových (vápniťých) pôdach alebo v pôdach s vyšším pH ako 5 vzniká acidita v pôdnom roztoku disociáciou CO₂ (reakciou CO₂ a vody) podľa rovnice



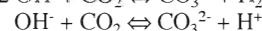
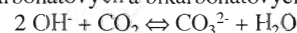
Produkované ióny H⁺, ako aj ostatné ióny – najmä pochádzajúce z atmosférickej depozície – sa neutralizujú rozpúšťaním kalcitu podľa rovnice



Kombináciou oboch rovníc dostávame



Rovnovážny stav v systéme kalcit – CO₂ – H₂O pri rovnakej teplote závisí len od parciálneho tlaku CO₂. Oxid uhličitý viaže ióny OH⁻, a tak bráni rastu pH opačným smerom, teda do alkalickéj oblasti tvorbou karbonátových a bikarbonátových iónov

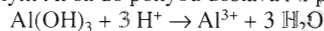


V karbonátových pôdach, kde parciálny tlak oxidu uhličitého môže dosiahnuť až 10⁻¹ b, sa CO₂ rozpúšťa vo vode, a tak môže sezónne znižovať pH (niekedy až pod 7).

Z uvedeného vyplýva, že sa karbonáty v karbonátových pôdach pôsobením kyslých zložiek rozpúšťajú premenou kalcitu na Ca hydrogénkarbonát, ktorý je oveľa rozpustnejší ako kalcit, ale pH pôdy sa pritom významnejšie nemení.

Každá pôda má voči kyselinám vlastnú neutralizačnú kapacitu, ktorú určuje obsah pevných a kvapalných (minerálnych a organických) fáz pôdy. Z prírody je známe, že acidifikácia prebieha v pôde postupne, najprv na povrchu a potom postupuje stále hlbšie a hlbšie. Ak je povrch pôdy acidifikovaný, spodná časť je alkalizovaná. Ak sa spotrebuje kapacita pôdy schopná neutralizovať kyslé zložky, acidifikačný front postupuje smerom dolu. Prakticky to značí, že pôda, sedimenty a horniny obsahujúce ľahko zvetrateľné minerály (najmä karbonáty) „odolávajú“ acidifikácii (zmene pH), pokiaľ sa nerozpustia. Kyslé zvetraniny na vápenci sú znakom dlhodobého zvetrávania v humídnej klíme.

V kyslom prostredí sa pH okolo 4 môže udržiavať dlhodobo. Uplatňuje sa tam Al pufracný systém. Pôsobením protónov na kyslé zvetraniny s voľným Al sa do pohybu dostáva Al podľa



Takýto mechanizmus bráni ďalšiemu poklesu pH v kyslej oblasti, no zrýchľuje pohyb Al. Al sa potom ako pohyblivý kation dostáva do rastlín alebo do podzemnej vody, a tak môže na tieto systémy pôsobiť toxicky. Pri týchto procesoch obsah Al vo vode rastie.

Kyslé sulfidické zvetrávanie a jeho vplyv na acidifikáciu pôdy

Kyslé sulfidické zvetrávanie prebieha všade tam, kde zvetráva pyrit alebo sulfidy. Platí to najmä o miliónoch ha pôdy močaristých prímorských oblastí s redukčnými podmienkami, v ktorých vznikajú sekundárne sulfidy. Na Slovensku ide o (sulfatické) pôdy,

Tab. 3
Puфраčné zložky, puфраčné reakcie, rozsah ich puфраčného pôsobenia a chemické zmeny pôdy

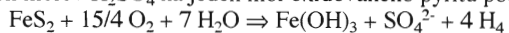
Puфраčné zložky	Typické reakcie	Rozsah pH puфраčného pôsobenia	Chemické zmeny pôdy
KARBONÁTY			
kalcit	$\text{CaCO}_3 + \text{H}^+ \rightarrow \text{HCO}_3^- + \text{Ca}^{2+}$	8–6,5	strata CaCO_3 ako $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$
hydrogénkarbonát	$\text{HCO}_3^- + \text{H}^+ \rightarrow \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$	7–4,5	
IÓNOMENIČE S PREMENLIVÝM NÁBOJOM			
ílové minerály	$\text{IM-OH[M} + \text{H}^+ \rightarrow \text{IM-OH}_2^+ + \text{M}^{+1})$	$8 < 5$	strata vymeniteľných katiónov, protonácia rôznych nábojov
	$\text{IM-OH} + \text{H}^+ \rightarrow \text{IM-OH}_2^+$	$6 < 3$	
humínové látky	$\text{R-(COO)M} + \text{H}^+ \rightarrow \text{R-(COO)H} + \text{M}^+$	$6 < 3$	
	$\text{R-NH}_2 + \text{H}^+ \rightarrow \text{R-NH}_3^+$	$> 7-4$	
SILIKÁTY			
primárne silikáty	$-(\text{SiO})\text{M} + \text{H}^+ \rightarrow -(\text{SiOH}) + \text{M}^+$	< 7	uvoľnenie bázičských katiónov z mriežky, tvorba flu
ílové minerály s premenlivými nábojmi	$-(\text{SiO})_3\text{Al} + 3\text{H}^+ \rightarrow -(\text{SiOH})_3 + \text{Al}^{3+}$		rozklad flu, vymeniteľné Al, Al v pôdnych roztokoch, väzba Al v medzivrstvovom priestore, zníženie KVK
ílové minerály so stálymi nábojmi oktaédrické	$\text{Mg}(\text{O, OH})_2\text{-[M} + 3\text{H}^+ \rightarrow \text{Mg}^{2+} + \text{M}^+ + 2\text{H}_2\text{O}$	$< 4,5$	zníženie a odnos výmenných katiónov, uvoľnenie iónov z mriežky (Mg a Al)
tetraédrické	$\text{AlO}_2\text{[M} + 4\text{H}^+ \rightarrow \text{Al}^{3+} + \text{M}^+ + 2\text{H}_2\text{O}$		
OXYDY/HYDROXIDY			
Al hydroxidy, medzivrstvový Al	$\text{Al}(\text{OH})_3 + 3\text{H}^+ \rightarrow \text{Al}^{3+} + 3\text{H}_2\text{O}$	4,8–3	Al v pôdnych roztokoch, vymeniteľné Al ióny, zvýšenie KVK
Al OH sulfáty	$\text{AlOHSO}_4 + \text{H}^+ \rightarrow \text{Al}^{3+} + \text{SO}_4^{2-} + \text{H}_2\text{O}$	4,5–3	uvoľnenie sulfátových iónov
Fe oxidy – hydroxidy bez redukcie	$\text{FeOOH} + 3\text{H}^+ \rightarrow \text{Fe}^{3+} + 2\text{H}_2\text{O}$	< 3	vymeniteľné ióny Fe a Mn
s redukciou	$4\text{FeOOH} + \text{CH}_2\text{O} + 8\text{H}^+ \rightarrow 4\text{Fe}^{2+} + \text{CO}_2 + 7\text{H}_2\text{O}$	< 7	ióny Fe a Mn v pôdnom roztoku
Mn oxidy – hydroxidy s redukciou	$2\text{MnO}_2 + 4\text{H}^+ + \text{CH}_2\text{O} \rightarrow 2\text{Mn}^{2+} + \text{CO}_2 + 3\text{H}_2\text{O}$	< 8	

Poznámka: M = Ca, Mg, K, Na

ktoré sa vyvinuli na starých haldách a odkaliskách s obsahom pyritu (sulfidov) alebo na pyritizovaných horninách. Takéto pôdy sú zdrojom potenciálnej acidifikácie, ktorá prebieha pri oxidácii pyritu na vznik H_2SO_4 .

Pedogénne procesy späté so vznikom kyslej sulfidickej pôdy prebiehajú v niekoľkých fázach. Je to 1. oxidácia pyritu spojená s tvorbou H_2SO_4 , 2. neutralizácia kyslých účinkov reakciou s okolitými minerálnymi komponentmi a 3. tvorba sekundárnych produktov z oxidovaných foriem pyritu.

1. Úplná oxidácia pyritu a hydrolyza Fe na $\text{Fe}(\text{OH})_3$ vedie k tvorbe dvoch molov H_2SO_4 na jeden mol oxidovaného pyritu podľa



Ak sú okolité pôdy alebo zeminy neutrálne (napr. karbonatické), ide o pomalý proces. Zrýchľuje sa, ak acidita rastie.

2. Z uvedených reakcií je zrejmé, že sa analyzované procesy rozvíjajú, ak množstvo H_2SO_4 vzniknutej oxidáciou S prekročí neutralizačnú kapacitu pôdy voči kyselinám, čiže keď sú zo systému odnesené bázičné ióny. Neutralizácia kyslých zložiek nastáva reakciou a) s karbonátmi, b) s výmennými bázami a c) so zvetratelnými silikátmi.

3. Hlavnými produktmi vznikajúcimi oxidáciou pyritu sú oxidy Fe (hydrolyzáty) a sekundárne sírany Fe a Al (predovšetkým jarosit a alunit).

Primárna fáza týchto procesov spočíva v poklese pH pod 4. V nej sú aktívne mikrobiálne, elektrochemické a chemické procesy. Potom nasleduje fáza generujúca kyselinu (sírovú) späť s ďalším znížením pH, v ktorej sa S oxiduje na sulfatickú. Napokon pri znížení pH pod 3 rozpustený ión Fe^{3+} katalyticky pôsobí na ďalší rozklad pyritu.

Opísané procesy sú zodpovedné za vznik extrémnych acidných podmienok a tým aj výraznej mobility kovových prvkov v prostredí. Na Slovensku sa s týmito procesmi spája lokálne extrémne zhoršovanie kvality života, lebo vedú k silnej acidifikácii pôd, k acidifikácii a k znečisteniu vôd a rastlinných produktov toxickými kovmi (Banská Štiavnica-Šobov, Smolník, Zlatá Idka, Cajla a i.). Tie isté procesy sú zodpovedné aj za prenos potenciálne toxických kovov do aluviálnych oblastí potokov a riek drénujúcich staré banské oblasti Slovenska.

Oxidácia často prebieha aj v opustených banských priestoroch s prístupom O₂. Z nich potom vyteká veľmi kyslá („vitriolová“) voda, v ktorej pH klesá aj pod 2. Takáto voda sa dá niekedy zistiť aj vizuálne, lebo sa na kameňoch zrážajú sekundárne oxidy Fe alebo je na dne okrovo sfarbené bahno (Pezinský potok, Smolnícky potok a i.).

Dôsledky acidifikácie pôdy

Acidifikáciou a jej dôsledkami sa najmä vo svetovej odbornej literatúre zaoberá pomerne veľa prác, ale u nás sú to spravidla schematické a jednostranné príspevky, najmä pokiaľ ide o dôsledky acidifikácie pôdy. Z prehľadu, ktorý ďalej uvedieme, vychodí, že sa acidifikácia pôdy každého druhu nepriaznivo odraža na úrodnosti, ale navyše nepriaznivo vplýva aj na iné environmentálne pôdne funkcie.

Fakt, že acidifikácia pôdy vedie k poklesu úrody poľnohospodárskych plodín, sa uznáva všeobecne. O podstatnú redukciu ide v pôdach, v ktorých pH klesne pod 5,6. Zníženie úrody sa týka širokého spektra rastlinnej produkcie a má rad príčin.

Poškodzovanie pôdy acidifikáciou nespočíva iba v toxickom pôsobení iónov H⁺. Ak sa pôda stáva kyslou, klesá jej kationová, ale rastie aniónová sorpčná kapacita, a preto sú Ca, Mg a iné dôležité kationy vynášané z pôdy, kým fosfátové ióny sa naopak fixujú. V kyslom prostredí, v ktorom je nedostatok Ca a Mg, sa navyše ióny Al (Al³⁺) stávajú súčasťou redukovaného sorpčného komplexu a môžu na rastliny pôsobiť toxicky. Podobne sa pohyblivým môže stať Mn (Mn²⁺) a ťažké kovy. Tak sa narušuje rovnováha živín v pôde.

Acidifikácia redukuje aj mikrobiálnu činnosť pôdy. Redukuje sa symbiotická a nesymbiotická fixácia N a aktivita niektorých rizobií (*Rhizobium meliloti*). V takýchto podmienkach sa nedarí mnohým leguminóznym rastlinám, lebo sa výrazne znižuje prístupnosť Mo, ktorý je pri fixačných procesoch esenciálnym prvkom.

Acidifikácia sa poklesom úrody pri pestovaných rastlinách neprejavuje rovnako. Niektorým sa darí aj v kyslom prostredí, resp. sú rastliny tolerantné k výkyvom príslušných hodnôt. Z praktického hľadiska je takmer nemožné určiť ekonomické dôsledky acidifikácie v rastlinnej produkcii v regionálnom ani v celoštátnom meradle. Vo všeobecnosti je evidentné zníženie úrody o 10–50 % pri rozličných varietách plodín, ak sa pôda stane kyslejšou (ak pH klesne pod 5,6).

K zmene úrody sa pridružuje aj zmena kvality pestovaných plodín. Narušením režimu živín a zvýšením mobility niektorých z nich sa v rastlinných produktoch koncentrujú potenciálne toxické stopové prvky, môže sa prekročiť ich limitná hodnota, čo nepriaznivo vplýva na zdravie živých organizmov a človeka.

Ďalším dôsledkom acidifikácie býva narušenie ostatných pôdnych funkcií, ktoré priamo alebo nepriamo súvisia so zmenou už spomenutých pôdnych vlastností, napr. sorpčných, filtračných a pufráčných schopností (environmentálnych funkcií) pôdy.

Po odnose hlavných katiónov (elektrolytov) – Ca, Mg a K – z pôdy a po znížení biologickej aktivity sa zrýchľujú peptizačné procesy vedúce k narušeniu pôdnej štruktúry.

V nadväznosti na to nastávajú aj ďalšie čiastkové zmeny, a to:

- narušenie organicko-minerálnych väzieb v dôsledku vylúhovania niektorých zložiek (Ca) a zabránenie ich reštaurácii

- narušenie kryštálovej štruktúry ťvových minerálov a vznik prechodných typov ťvových minerálov (tvorba Al foriem)

- zvýšenie translokácie koloidných zložiek ako dôsledok ich peptizácie do spodnejších pôdnych horizontov a vznik zakolmatovaných horizontov B, čím sa mení aj schopnosť pôdy zadržiavať vodu

- zrýchlenie vylúhovania biologicky potrebných prvkov zo sorpčného komplexu (K, Mg a Ca)

- zníženie dostupnosti Ph a rast jeho spotreby v dôsledku tvorby Fe a Al fosfátov v kyslom prostredí

- narušenie biologickej aktivity mikroorganizmov vedúce k nadmernému rastu mikroskopických húb, a tým porušenie biologickej rovnováhy v pôde

- tvorba menej hodnotných foriem humínových látok (fulvokyselín a humínov) schopných komplexovať kovy a mobilizovať ich v pôdnom prostredí

Pôda s narušenou štruktúrou môže podliehať erózii a zmyvu, a to najmä na miestach, kde sa súčasne narušuje vegetačný kryt.

Príčinou výrazného poškodenia lesa (lesného ekosystému) pri acidifikácii bývajú nasledujúce zmeny, procesy a stavy:

- vzhľadom na väzbu Al s organickými a anorganickými komplexmi (S) sa síce nedosiahne toxická koncentrácia Al (alebo sa dosiahne iba zriedka), ale jeho zvýšená aktivita v pôdnom roztoku môže indikovať alebo zvýšiť nedostatok Mg

- výrazné zníženie pH vedie k ochudobneniu o potrebné živiny vo vrchných horizontoch pôdy

- vznikajú antagonisticke vzťahy v prírme živín vyvolané vyššou koncentráciou Al

- redukovaný prírsum makroživín a mikroživín zo zvetrávania pre silné vylúhovanie pôdnych profilov v kyslom prostredí (najmä nedostatok K)

- mobilizácia potenciálne toxických stopových prvkov, ktoré sa redistribuujú v pôde a v sedimentoch alebo sú vynášané z profilu do povrchových a podzemných vôd

Z uvedeného presvedčivo rezultuje, že poznanie acidifikácie pomáha pri poznávaní ostatných degradačných procesov v terestriálnych a akvatických ekosystémoch, ale súčasne aj to, že acidifikáciu nemožno študovať izolovane, ale ako dôsledok interakcie v systéme pôda – voda (rastlina).

Pôdy v tejto (a nie iba v tejto) súvislosti treba pri všetkých environmentálnych otázkach a problémoch poznávať a študovať nie ako periférny fenomén, ale ako základné multifunkčné prírodné útvary (zložky životného prostredia). V záujme komplexnosti poznania na to neslobodno zabúdať.

Neutralizácia kyslých zložiek v pôde (a vápenie)

Napriek tomu, že isté rastliny sú schopné prežiť aj v kyslom prostredí, ba niektoré ho na svoj rast dokonca potrebujú (napr. čaj a čučoriedky), väčšina kultúrnych rastlín, ale aj mikroorganizmov vyžaduje prostredie blízke neutrálnemu (pH 6–7). Preto treba kyslé, acidifikované pôdy upravovať, čo sa v praxi robí vápením. Termín vápenie je technický, lebo v skutočnosti značí aplikáciu vápenatých hmôt (hnojív) do pôdy. Ide pritom o rôznorodé hmoty (vápenec, dolomit, pálené a hasené vápno alebo iné priemyselné produkty s obsahom Ca).

Pre určité cieľové hodnoty pH, pôdne typy a druhy sa potreba vápenatých hmôt vypočítava na základe merania pH, pufrácej kapacity alebo nepriamo prostredníctvom vlastností pôdy. Množstvo vápenatých hmôt pridávaných na neutralizáciu acidity, čo je primárny dôvod ich aplikácie (druhým je doplnenie Ca a Mg), býva podľa obsahu humusu, ťlu a hodnoty pH rozličné, ale závisí aj od čistoty, reakčnej rýchlosti a potenciálnej neutralizačnej schopnosti (reaktivity) vápenatých hmôt. Rozličné prírodné suroviny používané

na vápnenie majú rozličnú rozpustnosť. Ak sa má dosiahnuť napr. potenciálne rovnaká reaktivita vápenca a dolomitu, musí byť dolomit mletý podstatne jemnejšie, lebo má nízku rozpustnosť.

Lesné pôdy sú menej minerálne zásobené ako poľnohospodárske a majú voči kyselinám nízku neutralizačnú kapacitu. Tomu prirodzene zodpovedá výraznejšia kyslosť pôdy, a to nielen vo vrchnom horizonte, ale v celom pôdnom profile. Keďže mnohé lesné pôdy majú kyslý charakter s pH pod 4 aj v hlbších horizontoch, v rade európskych krajín sa začal plniť program vápnenia lesov. Cieľom tohto kompenzačného vápnenia – resp. vápnenia na ochranu pôdy – je tlmiť vplyv atmosférického spadu do pôdy. Napr. v niektorých spolkových krajinách Nemecka sa v polovici 80. rokov 20. stor. do lesných pôd aplikovali 2–4 t · ha⁻¹ vápenca a neskôr najmä dolomitu (dopĺňanie Mg).

Ak sa acidifikáciou zvýši podiel aniónov SO₄²⁻, NO₃⁻ a Cl⁻ natoľko, že prevládajú nad bázickými kationmi v perkolačných vodách, potom vznikajú podmienky na acidifikáciu vody (zvýšenie obsahu H⁺ a Al³⁺) a na zvýšenie obsahu potenciálne toxických stopových prvkov (ťažkých kovov) Fe a Mn v nich, čo ohrozuje akvatický život.

Ako vidno, acidifikáciu pôdy nemožno oddeľovať od acidifikácie povrchových a podzemných vôd a študovať ich ako izolované systémy. Potvrdená súvislosť medzi acidifikáciou lesnej pôdy a vody v škandinávskych riekach s nasledujúcim miznutím lososov si

vyžiadala špeciálny program vápnenia riek. Na simuláciu pôvodného sezónneho režimu pH vody vo Švédsku zaviedli automatický systém úpravy pH vody vápnením s pozitívnym vplyvom na vodný ekosystém. Výsledkom je, že sa lososy do riek začínajú vracáť.

Aj keď posledná časť nášho príspevku už naznačila viac-menej aplikačnú tému, z kontextu celého príspevku vyplýva niekoľko úloh a problémov, ktoré nemožno riešiť bez účasti geologických vied.

V geologickom a geochemickom výskume na Slovensku chýbajú práce zamerané práve na analyzované a podobné degradačné procesy, hoci prevažne patria do rámca environmentálnej geológie. Na ich chápanie a vysvetľovanie treba nevyhnutne vytvoriť teoretický základ opierajúci sa o mineralogické a geochemické poznatky. To sa však nebude dať uskutočniť bez potrebnej diverzifikácie geologických vied, pri ktorej budú všetky útvary hypergéennej zóny vrátane pôdy rovnocenne, ba aj prednostne zastúpené vo výskume aj vo výučbe pred endogénnymi útvarmi. Diverzifikácia v geologických vedách v tomto zmysle značí aj väčší dôraz na riešenie všetkých negatívnych vplyvov antropogénnej činnosti na prírodné zložky životného prostredia a na ich spätnú väzbu premietajúcu sa do podmienok života človeka.

Podľa nášho presvedčenia na dosiahnutie komplexného prístupu k riešeniu úloh a problémov, ktorými sme sa v príspevku zaoberali, bude nevyhnutné prekonať všetky prekážky, ktoré nútia plniť geologické úlohy rutinne, bez dôkladného a hlbokého teoretického zázemia.

Recenzia

D. HOVORKA a Ľ. ILLÁŠOVÁ: **Anorganické suroviny doby kamennej**. 1. vyd. Nitra, Univerzita Konštantína Filozofa 2002. 187 s.

Pre vedu ostatných dekád 20. stor. bol okrem iného charakteristický aj interdisciplinárny prístup k riešeniu kľúčových otázok a problémov ľudstva a publikovanie najdôležitejších poznatkov vedeckého bádania aj vedecko-popularizačnou, a teda širšej verejnosti zrozumiteľnou a prístupnejšou formou.

Vedci rozličných odborov vo výspešných demokratických krajinách už dávnejšie pochopili, že vedecký výskum je finančne veľmi náročný a že dobre zameraný dlhodobý a koncepčne premyslený lobing prostredníctvom vedecko-popularizačných a vzdelávacích aktivít v konečnom výsledku prináša aj prepotrebné financie. A práve na tento aspekt sa u nás doteraz spravidla zabúdzalo.

Recenzovaná publikácia je logickým vyvrcholením úsilia slovenských geovedcov (Hovorka, Illášová, Spišiak, Méres, Dubíková) a archeológov (Šiška, Cheben, Pavúk, Soják) v rámci projektu 442 IGCP/UNESCO (1999–2002), ktorý viedol D. Hovorka. Spomenutí geológovia a archeológovia pracovali ako národná skupina tohto projektu a výsledkom sú desiatky prác publikovaných v odborných periodikách v angličtine.

Poznatky o anorganických surovinách z nášho územia sprístupňuje D. Hovorka a Ľ. Illášová práve recenzovanou populárno-vedeckou publikáciou *Anorganické suroviny doby kamennej*.

Symbolická je už farebná obálka diela: riečny obliak (výtvor prírody) prevrátený (výsledok čin-

nosti človeka) a v pozadí mikroskopický obraz horniny (symbolizácia vedeckého bádania).

Prvé kapitoly uvádzajú čitateľa do problematiky vývoja človeka a preberajú nevyhnutné podmienky jeho vývoja – úloha klímy, dostatok potravín, využívanie zdroje živej aj neživej prírody (dnes sa v takýchto súvislostiach hovorí o environmentálnych aspektoch).

Potom sa charakterizujú druhy surovín – horniny, zeminy, prírodné farbivá, ale aj med' i zlato, ktoré sa začali využívať na sklonku neolitu.

Nosnou časťou diela sú kapitoly o typoch hornín – vyvretých, usadených a metamorfovaných, ktoré v neolite/eneolite slúžili na výrobu nástrojov – sekeromlatov, sekier, dlát, drvičov, podložiek na drvenie aj kamenných píľ(!), ale i ornamentálnych a kultových predmetov. Autori definujú a dokumentujú dva spôsoby tvorby prevrtov na násadku – vŕtanie na drvinu aj vŕtanie na jadro. Popri charakteristike surovín sa v niektorých prípadoch uvádzajú aj výsledky analýzy minerálov elektrónovým mikroanalýzátorom, ale tabuľky nie sú pre nešpecialistov prehľadné, ba často sú aj zbytočné.

Veľmi dôležitou, ba podstatnou časťou publikácie je diskusia o pravdepodobnej proveniencii surovín, lebo na tomto základe sa dá uvažovať o mobilite a komunikačných cestách medzi kmeňmi a komunitami. Z tohto hľadiska autori rozdelili suroviny na: 1. lokálne (napr. vápnité ílovec paleogénu používaný komunitami zo Šarišských Michalian), 2. suroviny zo vzdiale-

nosti „jednodňového pochodu“, t. j. asi do 20 km, 3. suroviny zo vzdialených zdrojov (100–300 km) a 4. suroviny, ktoré prekonal transkontinentálny transport (napr. jadeitity zo Západných Álp).

Desiatky publikovaných prác uvedených autorov, ale najmä recenzovaná publikácia položili u nás základy „archeometrie“ (to je širšie označenie vedného odboru) resp. „petroarcheológie“ (to je označenie vzťahujúce sa priamo na tematiku anorganických surovín používaných na výrobu predhistorických kamenných predmetov).

V publikácii je mnoho čiernobielych (spravidla iba priemernej kvality) a farebných obrázkov (dobré až vynikajúcej kvality) kamenných nástrojov a mikroskopický obraz ich surovín, ktorých autori opísali vyše 40.

Recenzované dielo treba nesporné zaradiť medzi priekopnícke tituly, ktorých cieľom je vhodnou formou sprístupniť vedeckovýskumné výsledky širokej verejnosti. Publikácia prináša zaujímavé fakty o našich predkoch, ponúka nový pohľad na ich život a istotne zaujme široký okruh čitateľov.

Publikáciu si možno objednať priamo v tlačiarňi (Polygrafia Dominant, Piaristická 8, Nitra), v oddelení pre vedu Prírodovedeckej fakulty UKF, Trieda A. Hlinku, 949 74 Nitra alebo aj priamo u jej autorov.

Ján Spišiak

D. HOVORKA a L. ILLÁŠOVÁ: **Anorganické suroviny doby kamennej**. Nitra, Univerzita Konštantína Filozofa 2002. 187 s.

Paleolit – staršia doba kamenná, neolit, eneolit, človek doby kamennej – to sú bežné a frekvencované výrazy v kruhoch archeológov i historikov a mnohé z nich obsahujú aj odkaz na geologický pojem – lithos, kameň. Anorganické nerastné suroviny využíval človek od nepamäti, poznal chuť solí, z kameňa zhotovoval nástroje, zbrane a peknými kamienkami sa aj ozdoboval. Spočiatku išlo o úlomky, ktoré do vhodného tvaru upravila sama príroda a ktorými sa dali drevit napríklad tvrdé potraviny. Neskôr, keď človek lepšie spoznal isté vlastnosti kameňa, začal vyhľadávať také kusy, ktoré slúžili na istý účel po malej úprave. Ostré hrany štiepaných úlomkov rohovca, rádiolaritov a vulkanického skla vsadené do šípov prenikali aj hustou kožušinou lovených zvierat, väčšie úlomky boli vhodné ako nože či škrabádlá. Tak vznikali obdivuhodné sekerky, sekeromlaty a rad iných nástrojov a do vhodnej podoby sa dotvárali brúsením, pílením alebo vŕtaním. O praktickom využívaní niektorých možno pochybovať, boli skôr symbolom moci. Kameň sa využíval aj inakšie, napríklad ako stavebný materiál, hlina na výrobu keramiky a farbív, ruda na získavanie kovov atď.

Dlhú cestu vývoja ľudstva už archeológovia dobre preskúmali, ale každé obdobie prináša nové zistenia. Depozitáre špecializovaných ústavov a múzeí sa zaplňajú vzácnym materiálom a jeho komplexné spracúvanie prináša rad ďalších potrebných aj zaujímavých informácií. Významným pomocníkom pri jeho štúdiu sú aj geovedné disciplíny, v prvom rade interdisciplinárny vedný odbor – petroarcheológia. Tá okrem typologického a funkčného určenia zisťuje najmä látkové zloženie artefaktov, pravdepodobné miesta ich pôvodu, nasledujúceho transportu až po miesto nález, a tak sa sleduje

migrácia ľudstva, obchodné cesty a pod. Z toho je zrejmé, že petroarcheológia pomáha pri objasňovaní hospodárskych, spoločenských a kultúrnych dejín ľudskej spoločnosti.

Výskumu horninových artefaktov, najstaršej abiotickej suroviny, ktorú človek využíval na území dnešného Slovenska, sa v minulosti venovala iba malá pozornosť. Prekvapujúco veľa poznatkov priniesol až systematický výskum kamenných neolitických a eneolitických artefaktov vykonaný v poslednom desaťročí v rámci projektov grantovej agentúry VEGA/117 (1996–1998) a IGCP/UNESCO 442 pod anglickým názvom *Raw materials of Neolithic/Aeneolithic stone artefacts: their migration paths in Europe*.

Recenzovaná publikácia prof. RNDr. D. Hovorku, DrSc., a doc. L. Illásovej, PhD., je súborom poznatkov spomenutého druhu doplneným o ďalšie zaujímavé kapitoly. Čitateľa uvádza do predhistorického obdobia kamennej doby, zoznamuje ho s typologickým členením kamenných výrobkov, ako aj s geologickými procesmi prebiehajúcimi pri vzniku a zániku hornín. Prevažnú časť textu tvorí detailná charakteristika surovín štiepanej a brúsennej industrie nájdených na území dnešného Slovenska. V prvej skupine ide väčšinou o druhohorné rohovce – rádiolarity (pri Bolešove sa našli aj stopy po ich ťažbe a spracúvaní v praveku), numulitové rohovce z flyšového pásma, silicity, ako aj o horniny, ktorých vznik bol spätý s mladotretohorňou vulkanickou činnosťou (obsidiány, limnokvarcity, silicifikované sedimenty). Brúsená neolitická a eneolitická industria je rôznorodejšia. Na západnom Slovensku sa na jej výrobu využívala najmä zelená bridlica a amfibolity, kým na východnom prevládali vápnité siltovce a pelokarbonáty. Našli sa aj nástroje z antigoritických

serpentinitov, glaukofanických bridlíc, kontaktných rohovcov, ako aj z bazaltov a andezitov. Raritou sú predmety z hornín, ktoré sa na území dnešného Slovenska doteraz nenašli. Niektoré môžu pochádzať z Českého masívu (gabro a metadolerit) alebo z Moravskosliezskych Beskyd. Aj mlat z eklogitu, ktorý sa našiel pri Nitre, môže byť z dunajského štrku a mohla ho rieka priniesť z južných svahov Českého masívu. Almandínovo-omfacitický eklogit sa nachádza v mariánskoláznanskom metabazitovom komplexe, ako aj tak sa dá predpokladať, že sekerka nájdená vo Svodíne tam bola prinesená už ako hotový výrobok. Archeológovia pri Senici, ako aj na území Moravy našli sekerky vyrobené z jadeititu, aký je známy z poľských Sudet a zo Západných Álp. Ide o surovinu hojne sa vyskytujúcu v severnom Taliansku, a preto možno predpokladať, že odtiaľ pochádza aj tento nález, čo signalizuje aj jeho niekoľkostokilometrový transport. V geologickej literatúre z okolitých geologických jednotiek sa nespomínajú ani nefritoidné bridlice so zeleným (Al) spinelom, ktoré sú vzácné prítomné na niekoľkých západoslovenských lokalitách.

Recenzovaná publikácia prof. D. Hovorku a doc. L. Illásovej obsahuje spomenuté aj iné zaujímavosti, ako aj výsledky laboratórnych analýz (rtg., DTA, elektrónovej mikroanalýzy a i.), vyše 100 fotografií a nákresov. Archeológom ponúka odpoveď na rad doteraz nezodpovedaných otázok a geovedcom naznačuje smer a možnosti novej interdisciplinárnej spolupráce a využívania doterajších poznatkov. Obsahovo bohatá poučná publikácia je napísaná zrozumiteľne, a tak je prístupná aj širokej laickej verejnosti zaujímajúcej sa o naše kultúrne dedičstvo.

Oto Miko

Upozornenie

Redakcia upozorňuje na správne vypisovanie adresy Mineralia Slovaca v poštovom styku. Pošla nevydá poštovú zásielku, ak nebude v adrese na prvom mieste adresát Štátny geologický ústav D. Štúra. Poštová adresa je:

Štátny geologický ústav D. Štúra
Regionálne centrum (Mineralia Slovaca)
Jesenského 8
040 01 Košice

Za pochopenie ďakujeme.

Ľdravica jubilantovi prof. RNDr. Dušanovi Hovorkovi, DrSc.

Docendo discimus

(Zo Senecovho listu Lucillovi, 7, 8)

22. augusta 2003 sa významného životného jubilea – sedemdesiatin – dožíva prof. Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského pán RNDr. Dušan Hovorka, DrSc.

V dennom styku si dostatočne neuvedomujeme šírku ani hĺbku profesionálneho záberu vzácného jubilanta, ktorý v geológii mimoriadne úspešne pôsobí už 47 rokov. Svedectvom o jeho obdivuhodnej aktivite je ďalších 167 bibliografických údajov – vedeckých a odborných prác, abstraktov atď. (ich zoznam je v prílohe), ktoré pribudli k laudácii spred desiatich rokov (Spišiak, 1993). Pre jubilanta – stále sviežeho, plného elánu a nových smelých predstáv – čas na bilancovanie ešte nenastal, no nám sa núka jedinečná príležitosť pripomenúť si doteraz vykonané dielo alebo aspoň okruhy tém, ktoré sú s menom prof. RNDr. D. Hovorku, DrSc., v Západných Karpatoch neodmysliteľne späté.

Promovaný geológ D. Hovorka od roku 1956 pôsobil na Katedre geológie Fakulty geologicko-geografických vied UK v Bratislave, ktorú viedol prof. Andrusov. Šťastie mu prišlo, keď jeho prvé kroky v geológii usmerňovali najväčšie vedecké kapacity tých čias. Najprv v považskom úseku bradlového pásma „fuksoval“ prof. Andrusovovi, pri zakladaní priehradného múru pri Nosiciach nosil geologickú „brašnu“ prof. Matulovi a tiež prof. Gorekovi v Červených vrchoch a v kryštalickom masíve Tatier. Pri geologickom mapovaní Považského Inovca, usmerňovaného prof. Kamenickým, si už vyzbieral aj svoje kremité porfýry (publikované v roku 1960). Vtedy sa začal plniť grandiózny projekt – tvorba generálnej mapy Československa v mierke 1 : 200 000. Jubilant preň vykonal kus dobrej práce tým, že v rokoch 1958–1959 prehľadne zmapoval okolo 1300 km² veporického kryštalinika na liste Zvolen. Súčasne uzrela svetlo sveta aj jeho prvotina, v ktorej podal petrografickú charakteristiku síhlianskej žuly (1960).

Ďalší odborný rast mladého geológa významne ovplyvnil pobyt v zahraničí. V rámci kontraktu medzi ČSSR a Indonéziou republikou plnil samostatnú úlohu – hľadal vhodnú surovinu pre cementáreň na Celebese (Sulawesi). Niekoľkonásobný pobyt v Geologickom ústave v Bandungu na Jáve a možnosť študovať vo vynikajúco vybavenej knižnici tohto ústavu využil na oboznámenie sa s prácou van Bemmelen, jedného z priekopníkov „veľkej“ tektoniky pacifikkej oblasti a priameho predchodcu tvorby globálnej tektoniky. Zaujali ho aj Hoppeho publikované práce o akcesorických mineráloch granitoidov.

Po návrate z Indonézie jubilant získané poznatky zužitkoval aj doma. S Hvoždárom publikoval prácu o akcesorických mineráloch vyskytujúcich sa vo vzorkách granitoidov z veporickej jednotky Západných Karpát (1965). Po publikácii prof. Mišfka, opisujúcej ťažké minerály elúvia malokarpatského kryštalinika, sa Hovorkova a Hvoždárova práca stala impulzom pre vari dve desiatky geológov, ktorí sa tejto problematike venovali v nasledujúcich rokoch alebo venujú doteraz. Autori pri riešení genézy granitoidov definovali rekryštalizované granity a komplex muránskych „ortorúl“ a pri poslednej skupine hornín po prvý raz uviedli nie intruzívnu, ale sup-



rakrustálnu genézu. Pri pokračujúcom výskume asociácií akcesorických minerálov granitoidov Malej Magury, Malej Fatry a Tribeča jubilant zistil antagonizmus apatitu a monazitu (1968). Z kryštalinika kohútkeho pásma veporika charakterizoval (1971) porfýroblastický allanit ako alpínsky novotvar metagranitov. Asociácie ťažkých minerálov z kryštalinika Malej Fatry zhodnotil s Gregušom (1974).

Prof. D. Hovorka si vždy uvedomoval nevyhnutnosť doplniť petrografický výskum petrochemickými údajmi, preto zhromažďoval všetky použiteľné analýzy erupčných a metamorfovaných hornín kryštalinika, paleozoika a mezozoika Západných Karpát a v roku 1972 vydal katalóg obsahujúci vyše 1100 chemických analýz hornín a horninotvorných minerálov. Ako jedna z možností na využitie tohto súboru analýz sa ukázalo porovnávacie štúdium, ktorým sa dá stanoviť protolit metamorfovaných predkARBón-

ských sekvencií. Tejto problematike sa jubilant s prestávkami venoval počas celého svojho doterajšieho pôsobenia. Na rozdiel od klasika západokarpatského kryštalinika akademika Zoubka, ktorý metamorfity tatroveporika pokladal za produkt premeny slietopsamitických sedimentov, D. Hovorka (1974, 1985; Krystalinikum) za základný typ protolitu považuje geologicky nezrelé sedimenty drobového typu.

Je všeobecne známe, že bazické a ultrabázické horniny resp. ofiolitové série patria medzi jubilantove „srdcové“ témy a predstavujú najrozsiahlejšiu časť jeho mnohostrannej činnosti. Systematicky – sám, ako aj v spolupráci so Zlochom, Rojkovičom, Ivanom, Spišiakom a ďalšími špecialistami, ktorých získal pre tímovú prácu – preštudoval ultrabázické telesá Západných Karpát. Už v polovici 60. rokov 20. stor. zverejnil nový pohľad na vznik a vek ultrabázických hornín, opísal serpentinu kohútkeho kryštalinika a ich metamorfné produkty (1965), so Slavkayom pikrit od Poník (1966), ako aj ultrabáziku kraklovskej zóny veporika (1967). Podľa chemického zloženia určil kritériá na odlíšenie paraamfibolitov a ortoamfibolitov (1969). Potom definoval protolit amfibolitov tatrika a veporika ako tholeiitické vulkanity a vulkanoklastiká, ktorými po základnej variskej metamorfnej rekryštalizácii v podmienkach nízkostupňovej až strednostupňovej metamorfózy boli: a) periplutonicky metasomaticky ovplyvnené, b) migmatizované a c) regresne kryštalizované. Detekovaná K metasomatóza mu umožnila takrečeno zrušiť produkty bazických vulkanitov bohatých na K, ktoré sa v Malých Karpatoch definovali predtým, a pokladať ich za biotitizované „normálne“, t. j. tholeiitické metabazalty (práce z roku 1969). Mimoriadne pozitívny medzinárodný ohlas (dokumentovaný vyše 200 žiadaniami o separát) mala práca o metabazitoch zón migmatizácie (publikovaná v *Chemie der Erde*, 1974).

Poznatky zo štúdia ultrabázik sa jubilant usiloval aplikovať na reálne západokarpatské pomery. Bazity a ultrabazity Západných Karpát podľa príslušnosti zaradil do rozličných magmatických formácií (1976, 1979). Dotkol sa aj časového a priestorového rozloženia mezozoických formácií a zároveň poukázal na súvislosť ich migrácie s uplatnením sa alpínskych orogénnych fáz. Osobitnú zmienku si zaslúži súborná práca *Geochemia západokarpatských alpinotýpných ultramafických hornín* (1977). Obsahuje kompletne

zhodnotený súbor 110 analýz, na základe ktorých autor definoval ultramafické horniny rozličných geologickostratigrafických jednotiek Západných Karpát.

Ultrabázickými západokarpatskými horninami sa D. Hovorka zaoberá asi v dvadsiatich prácach. V skratke uvádzame niekoľko najzávažnejších zistení.

- Ultrabázické horniny západokarpatského priestoru patria do dvoch základných genetických typov. Sú to a) telesá ležiace v kryštaliniku niektorých pohorí, sú súčasťou amfibolitového komplexu a majú kumulatívny pôvod a b) telesá v mezozoiku meliatika, základný bazálny člen tektonicky rozčleneného nekompletného ofiolitového komplexu.

- Okolo ultrabazitových telies vyskytujúcich sa v kryštalických komplexoch sa detailne preskúmali reakčnometasomatické zóny (*blackwall*) s tvorbou mastenca, tremalitu a Mg chloritu a definovala sa migrácia prvkov v nich.

- Potenciálne azbestonosné sú iba telesá vyskytujúce sa v meliatiku.
- Teleso nevýrazne serpentinizovaného amfibolického peridotitu na hrebeni Veľkej Fatry je zvyškom metamorfovaného plášia „upečeného“ tepelným účinkom granitovej magmy.

- Vedúci minerálom telies v leptynitovo-amfibolitovom komplexe je antigorit (+ Mg chlorit a monoklinické amfiboly); pri ultrabazitoch ofiolitového komplexu meliatika je to lizardit a chryzotil + brucit + Cr spinel.

- Zelený Ca granát vyskytujúci sa v telesách v mezozoiku meliatika má zonálne zloženie s variabilným zastúpením Cr. Vznikol za pokročilej serpentinizácie pri dekompozícii monoklinických pyroxénov, keď nadbytočné Ca migrovalo z prostredia telesa do okolia.

- V ultrabázickom telese ležiacom v západnej časti Košickej kotliny zasiahol vrt Ko-1 gabropegmatity, ktoré generovali v gabroperidotitovom horizonte ofiolitového komplexu. Ich výskyt v podložnom peridotite svedčí o prevrátenej pozícii telesa.

- Pre genetické typy ultrabazitov sa definovali typomorfné asociácie rudných minerálov a orientačne sa stanovil aj obsah prvkov Pt skupiny.

- V Košickej kotline sa preskúmala kôra serpentinitového telesa a definovala úloha pigmentujúcich katiónov v opáloch hypergéennej zóny.

- Významné je zistenie výskytu hornín ofiolitového komplexu v konglomerátoch vrchnej kriedy pri Dobšinskej ľadovej jaskyni.

Ucelený prehľad spomenutej problematiky poskytuje monografia autorského kolektívu vedeného D. Hovorkom *Ultramafic Rocks of the Western Carpathians, Czechoslovakia* (Bratislava, GÚDŠ 1985). Syntéza súvých poznatkov umožňuje zaradiť uvedenú skupinu hornín medzi najlepšie spracované západokarpatské horninové súbory.

V druhej polovici 70. rokov 20. stor. sa záujem jubilanta rozšíril o mezozoické a kenozoické vulkanity, ktoré poskytujú informácie o procesoch pod diskontinuitou Moho. D. Hovorka viac ráz aplikoval členenie neogénno-kvartérnych vulkanických komplexov do petrogenetických radov (Ca alkalické a alkalické) a akcentoval s tým súvisiace odlišnosti v ich chemickom zložení (1978). Veľmi dôležité je zistenie prítomnosti enkláv (veporických) metamorfitov vyššieho stupňa premeny, ktoré poskytujú nový pohľad na podložie neovulkanitov južného Slovenska (s Lukáčikom, 1972), ako aj nájdenie uzavrenín spinelových peridotitov v mladotretihorných efuzivách (1978, s Fejdim, 1980). Ich výskyt v bazaltoch je doteraz jediným priamym dôkazom vzniku týchto hornín vo vrchnom plášti Zeme.

Ďalšou Hovorkovou oblasťou boli variské granity tatrovporika. Inšpirujúcu prácu o spornej problematike tzv. autometamorfovaných granitov Západných Karpát publikoval v roku 1979, keď už bol najvyšší čas poopraviť zastarané názory na ich genézu. Kritickým zhodnotením jestvujúcich poznatkov, ako aj teoretických východísk dospel autor k záveru, že ide o produkt diferenciácie jed-

nej fázy magmatickej aktivity, základného typu biotického plagioklasového granodioritu tonalitu. Pritom kryštalizácia K živcov týchto hornín prebiehala bez podstatného uplatnenia migrácie K. Po štatistickom zhodnutí vyše 500 chemických analýz granitoidných hornín z jadrových pohorí Západných Karpát a Slovenského rudohoria Hovorka (1982) konštatoval, že tieto horniny patria do vápenato-alkalickej série ako súčasť provincie anatektických kôrových masívov. Určujúcim, ľahko mobilným prvkom bol B („bórová geochemická provincia“).

Proti rozsiahlej migrácii alkalických kovov, najmä K, vyznela aj práca o geochemii prvkov vzácnych zemín vyskytujúcich sa vo variských granitoidoch tatrovporika s modelom vzniku anatektickej taveniny v kôre kontinentálneho typu (so Spiškom, 1983). Bola priekopníčka v celom karpatskom oblúku a ešte dlho u nás nemala nasledovateľov. Podobne významnou je aj práca (s Fejdim, 1983) definujúca variské peraluminózne granity Západných Karpát.

Odborná komunita viac-menej nezaregistrovala publikáciu, v ktorej D. Hovorka (s Ondrášikom a Matejčekom, 1987) definoval typy granitov z prieskumnej štôlne razenej pre PVE Ipeľ. Išlo o horniny s celou alpínskou minerálnou asociáciou. Spomenúť treba aj prácu Hovorku a Petríka (1992) patriacu medzi prvé pokusy u nás definovať geotektonické prostredie formovania sa granitoidných tavenín a nasledujúci vznik granitových masívov.

Jubilant sa významne zúčastnil aj na objasňovaní výskytu metamorfitov amfibolitovej fácie vystupujúcich medzi paleozoickými metasedimentmi a metaerupťami gemerika (s Michalovom, Ondrejkovičom, Bajančikom, Spiškom a Ivanom, 1979, 1981, 1984). Tieto horniny spolu s kryštalickými vápencami a antigoritickými serpentinitmi tvoria náplň klátovskej skupiny a vedno s nadložnými anchimetamorfovanými karbónskymi vulkanoklastikami dobšinskej skupiny sú súčasťou klátovského príkrovu. Detailne boli prebádané erlány a kryštalické vápence spomenutej skupiny (1989). Zistilo sa, že vznikli v relatívne plytkodnom prostredí a že často obsahujú prímies bazického vulkanického materiálu.

Uvedli sme už, že D. Hovorka definoval negranitový pôvod tzv. muránskych ortorúl. Proti Zoubkovej predstave (synkinematická intrúzia) stojí zistená prítomnosť syngenetických vložiek amfibolitov, pararúl, metakvarcitov a monominerálnych turmalinických hornín, ktorých súbor jubilant so spolupracovníkmi označil ako „komplex muránskych rúl“. Základným a zároveň prevládajúcim litotypom tohto komplexu sú kyslé vulkanoklastiká. Podrobné laboratórne štúdium hornín komplexu vyústilo do monografie (Hovorka et al., 1987). Tak sa aj komplex muránskych rúl zaradil medzi vynikajúco prebádané horninové sekvencie západokarpatského kryštalinika.

V jednej zo svojich starších prác (1967) jubilant publikoval výsledky výskumu žilnej výplne v granitoidoch resp. horninách metamorfného obalu vyskytujúcich sa v niektorých jednotkách Západných Karpát a definoval ich ako Ca alkalické lamprofyry a porfyry. Význam poznania produktov vulkanickej aktivity, ktoré sa v podstatnej miere zúčastňujú na formovaní zemskej kôry, vzrástol najmä v súvislosti s novými globálnotektonickými predstavami o vývoji litosféry. Aj preto sa táto téma stala ústrednou na konferencii *Paleovulkanizmus Západných Karpát* (1979). O prípravu konferencie a jej úspešný priebeh sa mimoriadne zaslúžil aj náš jubilant. V roku 1986 zhrnul problematiku staropaleozoického kyslého vulkanizmu Západných Karpát. Porovnaním produktov vulkanizmu centrálnej a vnútornej zóny vyvrátil tvrdenia o ich diametrálne odlišnom vývoji. V ostatnom čase s prof. Vozárovou publikoval syntézu vulkanickej aktivity Západných Karpát (2001) a v tlači má aj štúdiu (s Dostalom a Vozárom; Geol. Rundschau, 2003) o bazaltových hronikách.

Prof. RNDr. D. Hovorka, DrSc., sa výrazne zapísal aj do poznávania produktov mezozoického vulkanizmu. Po výskume alkalických

kých bazaltov neokómu krížňanskej jednotky Veľkej Fatry (so Sýkorom, 1979), v rámci ktorého sa identifikovali synsedimentárne prejavy seizmického nepokoja, vulkanické brekcie, ako aj produkty interakcie bazaltovej lávy s vápnitým kalom a i., nasledovala séria prác so Spišiakom. Spolu opísali hyalobazanity (limburgity) Osobitej v Tatrách (1981), definovali vulkanity mezozoika aj z iných geologických jednotiek a formálne ich rozdelili do lito-tektonických jednotiek (1990). Opísaním xenolitu vápenca z dajky bazaltu z Malých Karpát sa získali nové informácie o podloží granodioritového masívu, v ktorom sa vyskytujú aj karbonáty (1982).

Výsledkom štúdia mezozoického vulkanizmu je knižná monografia *Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát* (Hovorka a Spišiak, 1988), ktorá vyplnila medzeru v poznaní dôležitej etapy vývoja západokarpatského orogénu. Na základe geologického vystupovania vulkanických hornín, ich chemického zloženia, ako aj skladby ich minerálov autori determinovali podmienky vzniku vulkanických hornín rozličných tektonických jednotiek zóny vonkajších, centrálnych a vnútorných Západných Karpát nielen českého, slovenského, ale aj poľského a maďarského územia. Prácu ocenil Slovenský literárny fond ako najlepšiu publikáciu roka.

Netradičný, inovačný prístup k riešeniu vedeckých úloh bol v prípade jubilanta po istom čase vždy korunovaný úspechom. Úsilie získal dôkazy o výskyte reliktov proterozoických (?) metamorfítov vysokého stupňa premeny (eklogitovej a granulitovej fácie) v kryštaliniku završil nález (s Méresom) bezživcových granatitko-pyroxenických metabazitov, a to najprv v Tribeči a potom aj v ďalších západokarpatských pohoriach (1987, 1989, 1990). Od zistenia retrogresne rekrystalizovaných metamorfítov granulitovej fácie bol potom už iba krok k definícii komplexov metamorfítov granulitovej fácie leptynitovo-amfibolitového komplexu Západných Karpát (Hovorka, Méres a Ivan, 1992, 1993, 1997). Pre tento komplex je charakteristické mnohonásobne sa opakujúce striedanie dvoch základných litotypov – amfibolitov a leukokratných hornín leptynitového charakteru, ako aj výskyt enkláv amfibolitizovaných eklogitov a metaperidotitov.

Z hodnotenia horninovej náplne, tektonickej pozície a celkového geologického vývoja sledovaného komplexu vo Východných Alpách, v niektorých jednotkách Českého masívu a Západných Karpát (Hovorka et al., v tlači) vychodí, že tento bídomalý metamorfovaný komplex je zjednocujúcim geologickým fenoménom varisky sformovanej stavby strednej Európy. Toto zistenie pomohlo pri riešení geodynamického vývoja západokarpatského úseku Paleotetydy v predmezozoickom období.

Litologické zloženie pôvodného materiálu niektorých kryštalických komplexov a procesy ich premeny jubilant akcentoval aj v ďalších svojich prácach. Štúdium svorových komplexov veporika (s Méresom, 1989) umožnilo stanoviť, že ich protolitom sú geochemicky zrelé ílové bridlice, ktorých zdrojom bola kontinentálna kôra. Tak sa prekonal starý náhľad, podľa ktorého boli svory a rula pôvodne zhodnými sedimentmi, ale svory sa rekrystalizovali menej intenzívne. D. Hovorka spolu s Mikom (1978, 1982) definovali monominerálne turmalinické horniny z veporického súvrstvia Jánovho grúňa. Autorský tím pod Spišiakovým vedením (1992) našiel vo vrtoch vyhĺbených v krakovskej zóne veporika horniny typu karbonatických fylitov. Tieto zistenia boli prínosom do diskusie o pôvode metamorfítov veporického kryštalinika, a to v prospech ich progradného pôvodu. V paleozoiku gemerika autorský kolektív vedený jubilantom definoval (1989) horniny s monominerálnymi kumuloblastmi čistých spessartínov. Ich protolitom pravdepodobne boli pelagické sedimenty obohatené o Mn, pričom vyšší obsah Mn v konkréciách mohol súvisieť s bazickým vulkanizmom.

Prof. D. Hovorka sa zaoberal aj intenzitou a typom metamorfózy v Západných Karpatoch a s Méresom patril medzi prvých geológov,

ktorí po Vránovi (1960) definovali uplatnenie sa alpínskej metamorfózy v komplexoch kryštalinika veporika (1991, 1996). Kým v komplexoch predkarbónskeho fundamentu sa alpínska metamorfna rekrystalizácia viazala prevažne na tektonické zóny, v najjužnejších veporických zónach dosiahla podmienky granátovo-kyanitovej izogrady. Zatiaľ čo mladopaleozoické a mezozoické komplexy centrálnej zóny boli alpínsky anchimetamorfované (maximálna chloritová izograda), vrchnotriasové sekvencie meliatika postihla strednotlaková až vysokotlaková premena (glaukofanické bridlice).

Vedeckovýskumná aktivita prof. D. Hovorku viac ráz prekročila hranice Slovenska. Spolu so Zbořilom a Filom zhodnotil potenciálnu rudonosnosť východoafrickej metabazitovej zóny, zúčastnil sa na prvom modernom definovaní ofiolitového komplexu sv. časti Bukových vrchov v Maďarsku (Balla et al., 1983, 1984), s Méresom charakterizoval grécke diaspority a korundity (1994), so spolupracovníkmi preskúmal serpentínové minerály ultrabazitových telies v pohorí Kaumvonia a Vourinos v Grécku (1997), s Ilavským opísal metabazity sv. časti Alžírsko (1991) a študoval rudonosný potenciál metabazitov Maroka (1996). V roku 1996 publikoval aj výsledky štúdia mezozoického neofiolitového vulkanizmu karpatského oblúka a panónskeho bazéna. Využil aj jedinečnú príležitosť zapojiť sa do výskumu horninového materiálu získaného z kolského superhĺbokého vrtu KSDB-3 (2000).

Osobitnou kapitolou činnosti jubilanta je klasifikácia eruptívnych a metamorfovaných hornín. V úsilí čo najvernejšie zachytiť „súčasný tep“ ustavične sledoval činnosť komisií IUGS, informoval slovenskú verejnosť (niekoľkokrát aj s prof. Kamenickým) o najnovších trendoch a sám bol príkladom pri aplikácii moderných petrografických a petrochemických klasifikácií (1972, 1973, 1975). Ako predseda terminologickej komisie pre petrografiю pri Slovenskej geologickej spoločnosti prenášal do slovenského odborného jazyka najnovšie poznatky z tejto oblasti, zapájal sa do terminologických diskusií, konzultoval s jazykovedcami a ako univerzitný pedagóg k tomu viedol aj svojich študentov.

V poslednom desaťročí sa prof. D. Hovorka stal zakladateľom nášho nového vedného odboru – petroarcheológie. Pri charakteristike kamenných artefaktov z neolitu a eneolitu zúžitkoval svoje bohaté petrografické vedomosti a poznatky o geologickej stavbe Karpát. Osobitné čaro dokonale opracovaných kamenných nástrojov umocňuje aj to, že často ide o horninový materiál pochádzajúci zo vzdialených európskych regiónov. Plodná spolupráca osvedčeného tímu (Illášová, Méres, Spišiak a i.) s Archeologickým ústavom SAV a Archeologickým múzeom Slovenského národného múzea priniesla pozoruhodné výsledky aj objavy. Na viacerých lokalitách západného Slovenska sa našli predmety zhotovené z eklogitu, nefritoidu, jadeitu a z ďalších zriedkavých hornín, zo Svodína sú nástroje z kontaktných rohovcov, zo severného Slovenska zo zelených a glaukofanických bridlíc a z paleogénnych oblastí východného Slovenska z vápniteho ílovca. Jubilant inicioval a koordinoval vedecký projekt IGCP/UNESCO 442 (1999–2002), ktorý bol zameraný na problematiku mladšej doby kamennej na európskom kontinente, a sám do tejto problematiky prispel vyše štyridsiatimi prácami. Syntézou získaných poznatkov je priekopnícka knižná monografia *Anorganické suroviny doby kamennej* (spolu s Illášovou, 2002). V poslednom čase sa jubilant začal zaoberať aj surovinami neolitické keramiky (práce v tlači).

V zdravici nemožno spomenúť všetky práce, ktoré prof. RNDr. D. Hovorka, DrSc., publikoval sám alebo ako spoluautor. Sú v rozličných vedeckých časopisoch a zborníkoch, v materiáloch MGK a KBGA, ako aj v prestížnych zahraničných vedeckých periodikách (Terra Nova, Ofioliti, Bull. Volcanol, Chemie d. Erde, Archeol. Korrespondenzblatt, Mineral. and Petrol., Jahrb. Geol. Bundesan-

stalt, Mitt. der Österr. geol. Gesell., Geolines, Archeol. rozhledy, Krystalinikum, Episodes a i.).

Aktivita jubilanta v približovaní aktuálnych tém odbornej geologickej komunite i širokej verejnosti je obdivuhodná. Patrí do nej aj množstvo príspevkov v časopise Mineralia Slovaca a v jeho prílohe Geovestník. Aktuálne témy veľa raz ponúkol čitateľom pražského Vesmíru a množstvom článkov prispel aj do Sveta vedy, PaS-u, Našej univerzity, do denníka Sme, Sme, Národná obroda, do Literárneho týždenníka a reláciami do rozhlasu a Slovenskej televízie.

Jedným z vrcholov vedecko-popularizačnej činnosti prof. D. Hovorku je knižná publikácia *Sopky – vznik, produkty, dôsledky* (Bratislava, VEDA, VSAV 1990), ktorú Slovenský literárny fond označil za najlepšiu vedecko-popularizačnú knihu roka v SR. V roku 2002 jubilant (s doc. Michalíkom) vydal knihu *O čom hovoria naše vrchy* (s podtitulom *Geológia pre každého*), ktorou vydavateľstvo SAV VEDA obnovilo edíciu Svet vedy v knižnej forme.

Jubilant sám seba vždy označuje za vedecko-pedagogického pracovníka. Okrem toho, že dosiahol vynikajúce výsledky vo vedec-kom bádaní, mimoriadne rozsiahla a záslužná je aj jeho pedagogická činnosť. Študentov geologických i negeologických smerov Prírodovedeckej fakulty UK uvádzal a uvádza do pestrého sveta hornín. Vyše 2000 podpisov v „indexoch“ študentov, takmer tri desiatky diplomantov a doktorandov, ktorí úspešne završili štúdium (medzi nimi jeden z Grécka), dokumentuje časovú náročnosť pedagogickej práce a vynaložené úsilie jubilanta. A bolo by ich oveľa viac, keby univerzitnú pedagogickú činnosť prof. Hovorku, ktorú vysoko hodnotia všetci jeho bývalí aj súčasní študenti, v čase „normalizácie“ nebol prerušil jeho násilný „odsun“ do Geologického ústavu Prírodovedeckej fakulty UK (1973–1993).

Popri prednáškach dával jubilant svojim študentom do rúk aj pomôcky, ktoré im slúžili v čase štúdia aj v neskoršej praxi. Nedostatok slovenskej petrografickej literatúry už na začiatku 70. rokov uplynulého storočia priviedol pracovníkov katedry petrografie k myšlienke v spolupráci s vynikajúcim fotografom Osvaldom zostaviť katalógy reálnych fotografií štruktúr hornín. Po prehľade štruktúr neovulkanitov Západných Karpát Šimovej (1970) vyšiel *Katalóg štruktúr predterciérnych erupčných a metamorfovaných hornín* Kamenického a Hovorku (1972). Jubilant spolu s prof. Sukom vydal aj vysokoškolské učebné texty *Petrogenéza a geochemia erupčných a metamorfovaných hornín* (1. vyd. 1981, 2. vyd. 1985) a v roku 1988 *Geochemiu geologických procesov*. V roku 1996 mu vyšli mimoriadne aktuálne *Minerály hornín* a v roku 1999 veľmi zrozumiteľná *Petrografia* pre negeologické kombinácie štúdia.

Na dokreslenie obrazu o vedeckej, spoločenskej a ľudskej osobnosti jubilujúceho prof. RNDr. D. Hovorku, DrSc., stručne uvádzame aj jeho ďalšiu činnosť.

– Pol roka bol tajomníkom Fakulty geologicko-geografických vied UK.

– Vyše 10 rokov bol vedeckým tajomníkom Geologického ústavu UK a Prírodovedeckej fakulty UK. V rámci tejto funkcie inicioval vydávanie ročníkov, ktoré sa napokon stali predlohou pre ročníku Prírodovedeckej fakulty UK.

– V rokoch 1990–1993 bol riaditeľom Geologického ústavu Prírodovedeckej fakulty UK.

– Od roku 1994 bol vedúcim Katedry mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK.

– Bol členom vedeckej rady UK a Prírodovedeckej fakulty UK.

– Bol predsedom Národného geologického komitétu ČSFR a SR.

– Bol a je vedúcim niekoľkých vedeckých projektov grantovej agentúry VEGA.

– Je členom užšieho predsedníctva slovenskej komisie UNESCO pri MZV SR.

– V rokoch 1999–2002 bol vedúcim interdisciplinárneho projek-

tu IGCP/UNESCO 442 a aj v súčasnosti je členom viacerých riešiteľských tímov medzinárodných projektov.

– Ako predseda bratislavskej pobočky Československej spoločnosti pre geológiu a mineralógiu (1975–1981) zaviedol do jej činnosti viac nových aspektov.

– Je garantom doktorandského štúdia (PhD.) z mineralógie v SR.

– Bol zodpovedným redaktorom časopisu Acta Geologica a aj v súčasnosti je členom redakčných rád viacerých odborných časopisov.

– Je členom mediteránneho konzorcia na prípravu 32. medzinárodného geologického kongresu vo Florencii (2004).

Prehľad činnosti nášho jubilanta ako mimoriadne významnej osobnosti slovenskej vedy vonkoncom nie je úplný, ale aj tak vzbudzuje obdiv a uznanie.

Prof. RNDr. Dušan Hovorka, DrSc., vďaka nesmiernej pracovnosti, húževnatosti, nezlomnej vôli prekonávať prekážky, ale aj intenzívnemu permanentnému sebazvedávaniu vytvoril úctyhodné dielo. Získané poznatky vždy nezištne odovzdával spoločnosti, pričom organicky spájal a spája náročnú prácu vedca s vyčerpávajúcou činnosťou univerzitného pedagóga. Vieme, že vo svojej plodnej činnosti bude bez oddychu naďalej pokračovať a do toho mu všetci – žiaci, kolegovia i priatelia – želáme pevné zdravie a mnoho tvorivých síl, ktoré by mu umožnili dosiahnuť vytýčené predsavzatia a ešte dlho sa z nich tešiť.

Oto Miko a Katarína Dubíková

Zoznam prác prof. RNDr. Dušana Hovorku, DrSc. 1993–2002

Vedecké monografie vydané v zahraničných vydavateľstvách

Hovorka, D., 1994: Petrologic indications of deep structure of the West Carpathians. In: *Crustal structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians*. Praha, Academia, 270–276.

Vedecké monografie vydané v domácich vydavateľstvách

Hovorka, D. & Illášová, L., 2002: Anorganické suroviny doby kamennej (Abiotic raw materials of the Stone age). Nitra, Univerzita Konštantína Filozofa v Nitre, 1–190.

Kapitoly vo vedeckých monografiách vydané v domácich vydavateľstvách

Plašienka, D., Grecula, P., Putiš, M., Kováč, M. & Hovorka, D., 1997: Evolution and structure of the Western Carpathians: An overview. In: P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (eds.): *Geological evolution of the Western Carpathians*. Mineralia Slov. – Monogr., 1–24.

Hovorka, D. & Méres, Š., 1997: Alpine metamorphism in the Western Carpathians (with special attention on pre-Carboniferous complexes). In: P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (eds.): *Geological evolution of the Western Carpathians*. Mineralia Slov. – Monogr., 79–88.

Hovorka, D., Ivan, P. & Méres, Š., 1997: Leptyno-amphibolite complex of the Western Carpathians: Its definition, extent and genetical problems. In: P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (eds.): *Geological evolution of the Western Carpathians*. Mineralia Slov. – Monogr., 269–280.

Hovorka, D. & Spišiak, J., 1998: Mesozoic Meliata Ocean dismembered ophiolites. In: *Geodynamic evolution of the Western Carpathians*. In: M. Rakús (ed.): *Geodynamic model of the Western Carpathians*. Monograph, D. Štúr Publ., Bratislava, 81–88.

Vedecké práce v zahraničných karentovaných časopisoch

- Ivan, P. & Hovorka, D., 1993: Geochemistry and petrology of the Late Cenozoic alkali basalts of the Western Carpathians (Czechoslovakia). *Mineral. Petrology*, 48, 3–16.
- Korikovsky, S. P. & Hovorka, D., 2001: Two types of garnet-clinopyroxene-plagioclase metabasites in the Malá Fatra mountains crystalline complex, Western Carpathians: Metamorphic evolution, P-T conditions, symplectitic and kelyphitic textures. *Petrology*, 9, 2, 119–141.

Vedecké práce v domácich karentovaných časopisoch

- Hovorka, D., 1994: Meta-ultramafite bodies within the pre-Carboniferous complexes of the Western Carpathians central zone: Geodynamic setting. *Geol. Carpath.*, 45, 3, 145–149.
- Hovorka, D., 1994: Pre-Upper Carboniferous Western Carpathian lithostratigraphic units: Systematics and correlation. *Geol. Carpath.*, 45, 5, 261–270.
- Hovorka, D., 1996: Mesozoic non-ophiolitic volcanics of the Carpathian arc and Pannonian basin. *Geol. Carpath.*, 47, 2, 63–72.
- Hovorka, D. & Illášová, L., 1996: Neolithic eclogite hammer from the Nitriansky Hrádok (Western Slovakia). *Geol. Carpath.*, 47, 6, 367–370.
- Savvidis, S. & Hovorka, D., 1997: Review of Vourinos complex (Greece): An example of Eastern Mediterranean ophiolite. *Geol. Carpath.*, 48, 1, 11–18.
- Hovorka, D., Savvidis, S., Stankovič, J., Šamajová, E. & Turanová, L., 1997: Serpentine in the ophiolite complexes of the Vourinos and Kaunvonion Mts. (Northern Greece). *Geol. Carpath.*, 48, 1, 19–26.
- Spišiak, J. & Hovorka, D., 1997: Petrology of the Western Carpathians Creaceous primitive alkaline volcanics. *Geol. Carpath.*, 48, 2, 113–121.
- Hovorka, D., Illášová, L. & Korikovsky, S., 1997: Spinel-hornblende-anthophyllite (nephritoid) Neolithic axes from Western Slovakia. *Geol. Carpath.*, 48, 2, 137–140.
- Hovorka, D., Farkaš, Z. & Spišiak, J., 1998: Neolithic jadeite axe from Sobotište (Western Slovakia). *Geol. Carpath.*, 49, 4, 301–304.
- Hovorka, D., Korikovsky, S. & Soják, M., 2000: Neolithic/Aeneolithic blueschist axes in northern Slovakia. *Geol. Carpath.*, 51, 5, 345–351.
- Hovorka, D. & Illášová, L., 2001: Raw materials of Neolithic/Aeneolithic stone bases and crushers from the Nitriansky Hrádok site (Western Slovakia). *Geol. Carpath.*, 52, 5, 319–324.

Vedecké práce v zahraničných nekarentovaných časopisoch

- Hovorka, D. & Spišiak, J., 1993: Mesozoic volcanic activity of the Western Carpathian segment of the Tethyan belt: Diversities in space and time. *Jb. Geol. Bundesanst.*, 136, 4, 769–782.
- Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P., 1994: Pre-Alpine Western Carpathians basement complexes: Lithology and geodynamic setting. *Mitt. Österr. Geol. Gesell.*, 86, 33–44.
- Ivan, P., Méres, Š. & Hovorka, D., 1994: Oceanic crust in geological history of the Western Carpathian orogeny. *Acta geol. Acad. Sci. hung.*, 37, 1–2, 19–32.
- Hovorka, D. & Illášová, L., 1995: Antigorite serpentinite: Rare raw material of Neolithic polished stone industry from Slovakia. *Archeol. Rozhl.*, 47, 357–362.
- Illášová, L. & Hovorka, D., 1995: Nephrite und Amphibolschiefer: Rohstoffe der neolithischen und aeneolithischen geschliffenen Felsgeräte der Slowakei. *Veröff. Brandenb. Ld. Mus. f. Ur- u. Frühgeschichte*, Potsdam, 29, 229–236.
- Spišiak, J. & Hovorka, D., 1997: Differences in the Western Carpathians: Mesozoic volcanism: reflection on geodynamic regime. *Przegl. geol.*, 45, 10/2, 1104–1105.
- Bánska, M., Hovorka, D. & Šiška, S., 1998: Paleogene limy mudstones: Local raw material of the Neolithic stone artefacts of the Šarišské Michaľany site (Eastern Slovakia). *Archeol. Rozhl.*, 50, 656–662.
- Hovorka, D., Dostal, J. & Spišiak, J., 1999: Geochemistry of the Creaceous alkali basaltic rocks of the central part of the Western Carpathians (Slovakia). *Krystalinikum*, 25, 37–48.
- Ivan, P., Hovorka, D. & Méres, Š., 1999: Riftogenic volcanism in the Western Carpathian geological history: a Review. *Geolines*, 9, 41–47.

- Hovorka, D. & Illášová, L., 2000: What do we know about abiotic raw materials used by Neolithic/Aeneolithic populations on the territory of nowadays Slovakia? *Krystalinikum*, 26, 83–110.
- Hovorka, D., Cheben, I. & Husák, L., 2000: Raw materials of Neolithic/Aeneolithic stone implements from sites around Senica (Western Slovakia). *Archeol. Rozhl.*, 52, 465–482.
- Hovorka, D. & Vozárová, A., 2001: Western Carpathians volcanic activity and its products: An overview. *Krystalinikum*, 27, 89–130.
- Hovorka, D., Korikovsky, S. & Soják, M., 2002: Blueschists: Raw material sources of Neolithic/Aeneolithic axes from the northern Slovakia. *Archeol. Korrespondenzbl.*, 32, 3, 357–367.

Vedecké práce v domácich nekarentovaných časopisoch

- Hovorka, D. & Méres, Š., 1993: Leptynito-amfibolitový komplex Západných Karpát: vystupovanie a litologická náplň. *Mineralia Slov.*, 25, 1, 1–9.
- Hovorka, D. & Méres, Š., 1993: Exsolučné fenomény v mineráloch hornín. *Mineralia Slov.*, 25, 3, 217–220.
- Hovorka, D. & Méres, Š., 1993: Metamorfóza ultravysokého tlaku: pyropo-coesitová fácia metamorfizmu. *Mineralia Slov.*, 25, 6, 466–468.
- Hovorka, D. & Méres, Š., 1994: Diaspority a korundity z Naxosu (Kykklady, Grécko). *Mineralia Slov.*, 26, 1, 70–74.
- Hovorka, D. & Dubíková, K., 1993: Dva typy „azbestu“ z Dobšinej. *Mineralia Slov.*, 27, 2, 106–112.
- Méres, Š., Hovorka, D. & Ivan, P., 1996: Gabroidy v severnom veporiku Nízkych Tatier. *Mineralia Slov.*, 28, 1, 38–44.
- Hovorka, D. & Méres, Š., 1996: Dva genetické typy metabazitov v juhozápadnej časti veporika. *Mineralia Slov.*, 28, 4, 273–280.
- Ivan, P., Hovorka, D. & Méres, Š., 1996: Gabbroid rocks: Newly-found member of the leptyno-amphibolite complex of the Western Carpathians. *Slov. geol. mag.*, 3–4, 199–204.
- Hovorka, D. & Cheben, I., 1997: Raw materials of the Neolithic polished stone artefacts from the site Bajč (SW Slovakia). *Mineralia Slov.*, 29, 2, 210–217.
- Spišiak, J. & Hovorka, D., 1998: Mafic dykes in Variscan zonalites of the Malá Fatra Mts. (Western Carpathians). *Slov. geol. mag.*, 4, 3, 8.
- Cheben, I., Husák, L. & Hovorka, D., 1999: Spalt- und geschliffene Industrie aus der Záhorie-Niederung. *Slov. Archeol.*, 47, 1, 7–40.
- Illášová, L. & Hovorka, D., 1999: Kamenné artefakty z polykulturného sídliska Nitriansky Hrádok – Zámeček. *Štud. zv. Archeol. úst. SAV*, 33, 53–144.
- Hovorka, D. & Šiška, S., 2000: Polished stone industry from the Neolithic settlement site of Šarišské Michaľany (Eastern Slovakia). *Mineralia Slov.*, 32, 5, 471–478.
- Méres, Š., Ivan, P. & Hovorka, D., 2000: Granatitcko-pyroxenické metabazity a antigoritické serpentinity – dôkaz prítomnosti leptynitovo-amfibolitového komplexu v Branisku. *Mineralia Slov.*, 32, 5, 479–486.
- Hovorka, D., 2001: Škola genetickej petrografie. Doplňme učebnice mineralógie: Spôsoby vzniku diamantov v prírode. *Mineralia Slov.*, 33, 1, 65–68.
- Hovorka, D., Illášová, L. & Pavúk, J., 2001: Raw materials of Aeneolithic stone polished artefacts found on type locality of the Lengyel culture: Svodín, Slovakia. *Mineralia Slov.*, 33, 4, 343–350.
- Spišiak, J. & Hovorka, D., 2001: Mezozoické bazalty z Čebate pri Ružomberku. *Mineralia Slov.*, 33, 4, 377–384.
- Hovorka, D. & Šamajová, E., 2001: Radiálnolatkovitý antigorit zo serpentinitového telesa na Bôščoku pri Brezníčke (paleozoikum, gemerikum, Západné Karpaty). *Mineralia Slov.*, 33, 4, 385–388.
- Hovorka, D., Illášová, L. & Spišiak, J., 2001: Plagioclase-clinopyroxene hornfels: Raw material of 4 Lengyel culture axes (Svodín, Slovakia). *Slov. geol. mag.*, 7, 3, 303–308.
- Hovorka, D., 2001: Peculiar abiotic raw material types used in the Stone age for implements constructions (territory of Slovakia). *Slov. geol. mag.*, 7, 4, 315–318.
- Hovorka, D., Spišiak, J., Méres, Š., Illášová, L. & Dubíková, K., 2001: Petrological and geochemical evidences of the eclogite hammer-axe from Nitriansky Hrádok site (Neolithic, Lengyel culture, Slovakia). *Slov. geol. mag.*, 7, 4, 355–363.
- Méres, Š., Hovorka, D. & Cheben, I., 2001: Provenience of polished stone

- artefacts raw materials from the site Bajč – Medzi kanálmi (Neolithic, Slovakia). *Slov. geol. mag.*, 7, 4, 369–379.
- Illášová, L. & Hovorka, D., 2001: Maces of the Neolithic and Aeneolithic periods: Slovakia. *Slov. geol. mag.*, 7, 4, 393–396.
- Hovorka, D., Illášová, L. & Spišiak, J., 2001: Contact-thermic hornfels: seldom stone raw material type of the Lengyel culture implements (site Svodín, Central Slovakia). *Slov. geol. mag.*, 7, 4, 423–424.
- Spišiak, J., Hovorka, D. & Méres, Š., 2001: High-pressure metabasites: Peculiar raw material of Neolithic/Aeneolithic stone implements (Slovakia) and their supposed sources. *Slov. geol. mag.*, 7, 4, 427–429.
- Hovorka, D., Méres, Š. & Cheben, I., 2001: Site Bajč (Slovakia) – bonanza of the Neolithic polished stone artefacts. *Slov. geol. mag.*, 7, 4, 435–436.
- Hovorka, D., 2001: IGCP/UNESCO 442 Project Raw materials of the Neolithic/Aeneolithic polished stone artefacts: Their migration paths in Europe in its third year. *Slov. geol. mag.*, 7, 4, 313.
- Hovorka, D., Illášová, L., Števíla, L. & Dyda, M., 2002: Raw material aspects of the Baden culture ceramics: Bajč-Vlkanovo, Kamenín and Stránska (Slovakia). *Mineralia Slov.*, 34, 3–4, 233–240.
- Hovorka, D., Mlatec, R. & Kolník, T., 2002: Čífer-Pác (Western Slovakia): An example of the Neolithic site of local stone raw materials used for implements construction. *Mineralia Slov.*, 34, 5–6, 335–342.
- Hovorka, D. & Illášová, L., 2002: Žilovce: Abiotic raw material types used in the Neolithic for tools and weapons construction. *Stud. zv. Archeol. úst. SAV*, 35, 5–12.
- Hovorka, D., 2002: Objekt na lokalite Krivín – produkt činnosti človeka alebo výtvor prírody? *Stud. zv. Archeol. úst. SAV*, 34, 279–284.

Vedecké práce v zahraničných recenzovaných vedeckých zborníkoch

- Hovorka, D., Šamajová, E. & Smirnov, Yu. P., 2000: Serpentine in the picrites of the Kola superdeep (KSDB-3). In: *The results of the study of the deep substance and physical processes in the Kola superdeep borehole section down to a depth of 12 261 m, Project No. 408. Geol. Inst. of Kola Sc. Centre RAN, Apatity*, 25–26.
- Spišiak, J., Dostal, J., Hovorka, D., Méres, Š. & Smirnov, Yu. P., 2000: Clinopyroxenes from the rocks of the picrite family from the Kola superdeep borehole (KSDB-3). In: *The results of the study of the deep substance and physical processes in the Kola superdeep borehole section down to a depth of 12 261 m, Project No. 408. Geol. Inst. of Kola Sc. Centre RAN, Apatity*, 39–41.
- Huraiová, M., Hovorka, D. & Smirnov, Yu. P., 2000: Fluid inclusions in greenschists facies blastomylonites (Kola SD-3/17 586). In: *The results of the study of the deep substance and physical processes in the Kola superdeep borehole section down to a depth of 12 261 m, Project No. 408. Geol. Inst. of Kola Sc. Centre RAN, Apatity*, 78–80.
- Illášová, L. & Hovorka, D., 2002: Infrequently used raw material types of Paleolithic and Mesolithic on the territory of nowadays Slovakia. In: *J. Gancarski (ed.): Słarsza i środkowa epoka kamienia w Karpatach polskich. Krosno*, 359–367.

Vedecké práce v domácich recenzovaných vedeckých zborníkoch

- Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P., 1993: Introduction to the pre-Alpine Western Carpathian basement complexes. In: *P. Pitoňák & J. Spišiak (eds.): Pre-Alpine events in the Western Carpathian realm – Excursion guide. Stará Lesná*, 21–29.
- Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P., 1993: Nová koncepcia členenia predalpínskych komplexov Západných Karpát. In: *M. Rakús & J. Vozár (eds.): Geodynamický vývoj a hĺbinná stavba Západných Karpát. Konf. symp. sem., Bratislava, GÚDŠ*, 21–27.
- Ivan, P., Méres, Š. & Hovorka, D., 1993: Relikty materiálu kôry oceánskeho typu v západokarpatskom orogéne – pokus o genetickú klasifikáciu. In: *M. Rakús & J. Vozár (eds.): Geodynamický vývoj a hĺbinná stavba Západných Karpát. Konf., symp., sem., Bratislava, GÚDŠ*, 29–33.
- Ivan, P., Hovorka, D. & Méres, Š., 1993: Geodynamická pozícia staršieho paleozoika gemerika – aplikácia geochemických údajov z metabazaltov. In: *M. Rakús & J. Vozár (eds.): Geodynamický vývoj a hĺbinná stavba Západných Karpát. Konf., symp., sem., Bratislava, GÚDŠ*, 35–43.

- Farkaš, Z. & Hovorka, D., 1999: Isolated cases of jadeitite and jasper-opal polished implements in Slovakia. In: *Orázky neolitu a eneolitu našich krajín. Nitra, Archeol. úst. SAV*, 75–80.
- Spišiak, J., Hovorka, D. & Méres, Š., 2001: Metapikrity z kolského superhĺbokého vrtu (KSDB-3); petrológia a geochemia. In: *Geochemia 2001. Bratislava, ŠGÚDŠ*, 20–22.

Publikované príspevky na zahraničných vedeckých konferenciách

- Spišiak, J. & Hovorka, D., 1996: Cretaceous alkaline volcanism in the Western Carpathians: Reflection on short-living (embryonal) rifting. In: *Magmatic events in rifted basins. Budapest*, 27–30.
- Illášová, L. & Hovorka, D., 1998: Suroviny brúsenej industrie neolitu a eneolitu Slovenska. In: *Orázky neolitu a eneolitu našich zemí*, 84–93.
- Hovorka, D. & Illášová, L., 2002: Neolithic/Aeneolithic artefacts made from peculiar rock-types: Impact on southern foothills and in valleys of the Western Carpathians. In: *E. Jerem & K. T. Biró (eds.): Proceedings of the 31st International Symposium on Archaeometry, Archaeopress Pub. of British Archaeol. Rep., Oxford*, 2, 743–747.

Publikované príspevky na domácich vedeckých konferenciách

- Hovorka, D., Méres, Š. & Spišiak, J., 2000: Ultrabazity Západných Karpát a Kolského superhĺbokého vrtu KSDB-3 – korelačné aspekty. In: *O. Ďurža & S. Rapant (eds.): Geochemia 2000. Bratislava, ŠGÚDŠ*, 27–30.
- Méres, Š. & Hovorka, D., 2000: Výskyt rúl s kyanitom na čertovickej línii a ich genetický význam (Západné Karpaty). In: *O. Ďurža & S. Rapant (eds.): Geochemia 2000. Bratislava, ŠGÚDŠ*, 35–37.
- Méres, Š., Ivan, P. & Hovorka, D., 2000: Geologická pozícia leptynito-amfibolitového komplexu – rozšírenie a význam v geologickej histórii Západných Karpát. In: *O. Ďurža & S. Rapant (eds.): Geochemia 2000. Bratislava, ŠGÚDŠ*, 43–47.
- Hovorka, D. & Méres, Š., 2000: Suroviny neolitických/eneolitických brúsených kamenných artefaktov: ich migrácia v Európe – petrologicko-geochemické aspekty. In: *O. Ďurža & S. Rapant (eds.): Geochemia 2000. Bratislava, ŠGÚDŠ*, 127–128.
- Méres, Š. & Hovorka, D., 2000: Výskyt hornín spodnokôrovej proveniencie v Západných Karpatoch. In: *O. Ďurža & S. Rapant (eds.): Geochemia 2000. Bratislava, ŠGÚDŠ*, 129–131.

Abstrakty pozvaných referátov zo zahraničných konferencií

- Ivan, P., Méres, Š. & Hovorka, D., 1993: Oceanic crust material in geological history of the Western Carpathians: An attempt for genetic classification. 8th Meeting of the Association of European Geological Societies. *Budapest. Hung. Geol. Soc.*, 25.

Abstrakty príspevkov zo zahraničných konferencií

- Hovorka, D. & Méres, Š., 1993: Leptyno-amphibolite complex: One of the main complexes of the pre-Alpine Western Carpathian basement. *Terra abstract, Suppl. 5, Terra Nova*, 1, 14.
- Hovorka, D., 1994: Carpathian arc Mesozoic ophiolites: Petrology and geochemistry. 16th General meeting. *Int. Mineral. Assoc., Pisa*, 179.
- Spišiak, J. & Hovorka, D., 1994: Western Carpathians Mesozoic primitive alkaline volcanics. *Int. Mineral. Assoc., Pisa*, 391.
- Reichwalder, P., Janák, M. & Hovorka, D., 1995: Mesozoic blueschists in the Inner Western Carpathians: Evidence for a polyphase exhumation. *Terra abstract, Suppl., Terra Nova*, 7, 122.
- Hovorka, D., Ivan, P. & Méres, Š., 1996: Leptyno-amphibolite complexes of European Variscides: Reworked lower continental crust? *30th Int. Geol. Congr. – Abstr., Beijing*, 1, 109.
- Hovorka, D., 1996: Carpathian arc and Pannonian basin Mesozoic volcanism: Rock association and geodynamic setting. *30th Int. Geol. Congr. – Abstr., Beijing*, 2 of 3, 367.
- Hovorka, D., Ivan, P. & Méres, Š., 1997: Leptyno-amphibolite complex: Genetically controversial rock sequence. *Terra abstract, Suppl. 9, Terra Nova*, 1, 156.

- Ivan, P., Hovorka, D. & Méres, Š., 1997: A relic of Early Paleozoic riftogenous basin within the Western Carpathian Variscan basement (the Pezinok Formation, Malé Karpaty Mts.). *Terra abstract, Suppl. 9, Terra Nova*, 1, 156.
- Ivan, P., Hovorka, D. & Méres, Š., 1997: Riftogeneous volcanism in the Western Carpathian geological history: A review. Magmatism and rift basin evolution. *Prague, Excursion guide and abstr., Cz. geol. Surv.*, 71.
- Hovorka, D. & Illášová, L., 1998: Peculiar rock-types used by Neolithic man of the southern foothills of the Western Carpathians. *Budapest, 31st Int. Symp. on Archaeometry*, 78.
- Ivan, P., Hovorka, D. & Méres, Š., 1998: Gelnica group: An Early Paleozoic subduction related complex in the Western Carpathians. *Acta Univ. Carol., Geol.; Geogr.*, 42, 2, 270–271.
- Ivan, P., Hovorka, D. & Spišiak, J., 1998: Complete ophiolites as clasts in the Gosau-type Cretaceous conglomerates from Dobšinská ľadová jaskyňa (Gemic unit, Inner Western Carpathians). *XVI. Congr. CBGA – Abstr., Vienna, Geol. Surv. Austria*, 233.
- Méres, Š., Hovorka, D. & Ivan, P.: Evidences of lower crustal complexes in Western Carpathians. *Mem. Geol. Soc.*, 64–65.
- Hovorka, D., Spišiak, J. & Méres, Š., 2001: High-pressure metabasites: Peculiar raw materials of Neolithic/Aeneolithic populations of Central Europe. *J. EUG XI. Conf. abstr.*, 6, 1, 29.
- Méres, Š., Hovorka, D. & Spišiak, J., 2001: Raw materials of the Neolithic/Aeneolithic polished stone artefacts: Their migration paths in Europe (IGCP/UNESCO Project No 442). *J. EUG XI. Conf. abstr.*, 6, 1, 29.
- Spišiak, J., Hovorka, D. & Méres, Š., 2001: High-pressure metabasites: Peculiar raw material of Neolithic/Aeneolithic stone implements (Slovakia) and their supposed sources. *J. EUG XI. Conf. abstr.*, 6, 1, 29.
- Spišiak, J., Dostal, J., Hovorka, D., Méres, Š. & Smirnov, Yu. P., 2001: Clino-pyroxenes composition from the picrites from the Kola superdeep borehole KSDB-3 (Proterozoic group, Pechenga complex). *J. EUG XI. Conf. abstr.*, 6, 1, 581.
- Abstrakty príspevkov z domácich konferencií**
- Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P., 1993: Geodynamic setting of the main pre-Alpine basement complexes: Western Carpathians. *Geol. Carpath.*, 44, 4, 258.
- Ivan, P., Méres, Š. & Hovorka, D., 1993: Relicts of the oceanic and transition crust types in pre-Alpine complexes of the Western Carpathians. *Geol. Carpath.*, 44, 4, 259.
- Méres, Š., Ivan, P. & Hovorka, D., 1993: Geochemistry of leptynites and amphibolites in the Western Carpathians: Anticipatory data. *Geol. Carpath.*, 44, 4, 264.
- Hovorka, D., 1993: Telesá ultramafitov v kryštaliniku tatroveporika; geodynamická pozícia. *Mineralia Slov.*, 25, 4, *Geovestník*, 18.
- Méres, Š. & Hovorka, D., 1993: Alpínska metamorfóza v Západných Karpatoch: fakty a dohady. *Mineralia Slov.*, 25, 4, *Geovestník*, 18.
- Hovorka, D., 1993: Náznaky na geologickú stavbu kryštalinika Západných Karpát – súhrn poznatkov. *Mineralia Slov.*, 25, 5, *Geovestník*, 14.
- Hovorka, D., Ivan, P. & Méres, Š., 1993: Nová koncepcia stavby fundamentu Západných Karpát. *Mineralia Slov.*, 25, 5, *Geovestník*, 14.
- Méres, Š., Hovorka, D. & Ivan, P., 1993: Leptynitovo-amfibolitový komplex Západných Karpát – indikátor násunovej línie I. radu vo variscidách Západných Karpát. *Mineralia Slov.*, 25, 5, *Geovestník*, 14–15.
- Ivan, P., Méres, Š. & Hovorka, D., 1993: Indície zaoblúkového riftingu v predpermskom období vývoja Západných Karpát. *Mineralia Slov.*, 25, 5, *Geovestník*, 15.
- Hovorka, D. & Méres, Š., 1993: Genéza Rtl+Gar+Cpx metabazitov Západných Karpát. *Mineralia Slov.*, 25, 5, *Geovestník*, 15.
- Méres, Š., Ivan, P., Hovorka, D., Putiš, M. & Kohút, M., 1993: Geochémia metasedimentov Malých Karpát. *Mineralia Slov.*, 25, 5, *Geovestník*, 15.
- Hovorka, D., 1994: Uplatňovanie základných princípov etiky vo vede. In: *Geochémia na Slovensku: história, súčasnosť a budúcnosť. Konf. symp. sem., Bratislava, GÚDŠ*, 17.
- Hovorka, D., 1994: Geochemické aspekty mezozoických ofiolitov karpatského oblúka. In: *Geochémia na Slovensku: história, súčasnosť a budúcnosť. Konf. symp. sem., Bratislava, GÚDŠ*, 23–24.
- Ivan, P., Méres, Š. & Hovorka, D., 1994: Dvojpyroxénové gabro a troktolit vo veporickej časti kryštalinika Nízkych Tatier. In: *Geochémia na Slovensku: história, súčasnosť a budúcnosť. Konf. symp. sem., Bratislava, GÚDŠ*, 37.
- Méres, Š., Hovorka, D. & Ivan, P., 1994: Kyanit vo veporiku Nízkych Tatier. In: *Geochémia na Slovensku: história, súčasnosť a budúcnosť. Konf. symp. sem., Bratislava, GÚDŠ*, 39.
- Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P., 1994: The main pre-Alpine basement complexes of the Western Carpathians. In: V. Bezák & E. Lukáčik (eds.): *Hercynian development of the Western Carpathians and some other segments of European Hercynides. Konf. symp. sem., Bratislava, GÚDŠ*, 38.
- Ivan, P., Méres, Š. & Hovorka, D., 1995: Oceanic crust relics in the Western Carpathians. *PANCARDI '95 – abstr., Stará Lesná, Bratislava, GÚ SAV*, 58.
- Hovorka, D., 1995: Ofiolity mezozoika Karpát. Kolokvium '95, kat. mineral. a petrol. *Mineralia Slov.*, 27, 2, *Geovestník*, 8.
- Méres, Š. & Hovorka, D., 1995: REE v metasedimentoch Tatier. *Mineralia Slov.*, 27, 5, *Geovestník*, 13.
- Odborné knižné práce vydané v domácich vydavateľstvách**
- Hovorka, D. & Michalík, J., 2001: O čom hovoria naše vrchy (Geológia pre každého). Ed.: *Svet vedy*, 1. zv. Bratislava, Veda, 278.
- Skriptá a učebné texty**
- Hovorka, D., 1994: Minerály hornín. *Bratislava, Univerzita Komenského*, 131.
- Gregorová, M., Hovorka, D. & Suk, M., 1995: Geochemie geologických procesů v litosféře: II. Metody a interpretace. *Brno, Přír. fak. Masarykovy univerzity*, 212.
- Odborné práce v nekarentovaných zahraničných časopisoch**
- Hovorka, D., 1996: Sopky – okná do hĺbín Zeme. *Vesmír*, 75, 8, 448–450.
- Hovorka, D., 1997: Popol vulkanických erupcií ohrozuje leteckú dopravu. *Vesmír*, 76, 4, 192–195.
- Hovorka, D., 1998: „Metabolizmus“ zemskej kôry. *Vesmír*, 77, 3, 133–135.
- Hovorka, D., 2000: Interdisciplinary IGCP/UNESCO No. 442 Project Raw materials of the Neolithic/Aeneolithic polished stone artefacts: Their migration paths in Europe has been approved. *Krystalinikum*, 26, 7–8.
- Hovorka, D., 2000: New interdisciplinary (intersectorial) scientific IGCP/UNESCO No. 442 Project Raw materials of the Neolithic/Aeneolithic polished stone artefacts: Their migration paths in Europe approved. *Archeol. Rozhl.*, 52, 114–117.
- Illášová, L. & Hovorka, D., 2000: Raw materials, their provenance and typology of Neolithic/Aeneolithic implements from the territory of Slovakia. *Archeol. Rozhl.*, 52, 119.
- Hovorka, D., 2000: Seldom raw materials of Neolithic/Aeneolithic implements from Slovakia: 1st workshop of the IGCP/UNESCO Project No. 442. Bratislava June 1999. *Archeol. Rozhl.*, 52, 121.
- Odborné práce v nekarentovaných domácich časopisoch**
- Hovorka, D., 1994: Geologické vedy v scientimetrickom hodnotení. *Mineralia Slov.*, 26, 1, *Geovestník*, 1–2.
- Hovorka, D., 1994: Mám odlišný názor. *Mineralia Slov.*, 26, 5, *Geovestník*, 14.
- Hovorka, D., 1994: O demokracii vo vede. *Mineralia Slov.*, 26, 6, *Geovestník*, 12.
- Hovorka, D., 1994: Diskusia Čo mi chýba v hodnotení práce vedcov. *Tvorba*, 4, 923.
- Hovorka, D., 1995: Uplatňovanie etických a demokratických princípov vo vede. *Mineralia Slov.*, 27, 1, *Geovestník*, 5.
- Hovorka, D., 1995: Príspevok petrografie k poznaniu geologickej stavby a surovinovovej potencie horninových komplexov Západných Karpát. *Mineralia Slov.*, 27, 6, *Geovestník*, 6–8.
- Hovorka, D., 1995: Sopky ohrozujujú leteckú dopravu. *Smena na nedeľu*, 29, 3, 6.
- Hovorka, D., 1995: Nepokojná Zem. *Smena na nedeľu*, 29, 4, 6.
- Hovorka, D., 1995: Naše neobyčajné kamene alebo suroviny moderného priemyslu. *Smena na nedeľu*, 29, 7, 6.
- Hovorka, D., 1995: Suroviny oceánskeho dna. *Smena na nedeľu*, 29, 10, 6.
- Hovorka, D., 1995: Ropa – čierna krv Zeme. *Smena na nedeľu*, 29, 11, 6.
- Hovorka, D., 1995: Teplo zemských hĺbín. *Smena na nedeľu*, 29, 16, 6.

- Hovorka, D., 1997: Geológia a geológovia 21. storočia. *Mineralia Slov.*, 29, 2, *Geovestník*, 1–3.
- Hovorka, D., 1998: Bratislavská škola štruktúrnej mineralógie a jej predstavitelia. *Mineralia Slov.*, 30, 1, 4–6.
- Hovorka, D., 2000: O tzv. veľkých doktorátoch (DrSc.). *Mineralia Slov.*, 32, 1, *Geovestník*, 8.
- Hovorka, D., 2000: Jeden alebo dva stupne vedeckých hodností? *Mineralia Slov.*, 32, 2, *Geovestník*, 16–17.
- Ivan, P. & Hovorka, D., 2000: Metabazity na vrchu Babiná a Ostrá (rakovacká skupina) – metabazity so znakmi nízkostupňovej subdukčnej metamorfozy alebo ultravysokotlakovo eklogitizované gabrá? *Mineralia Slov.*, 32, 2, 141–154.
- Hovorka, D., 2000: Geosciences at the beginning of the 21st century: Desirable trends of future activities. *Mineralia Slov.*, 32, 3, 155–156.
- Hovorka, D., 2001: Vybrané aspekty vzťahov vo vedeckej komunite na prelome miléníí. *Naša univerzita*, 47, 6, 6.

Odborné práce v recenzovaných zahraničných zborníkoch (konferenčných aj nekonferenčných)

- Hovorka, D. & Miko, O., 2000: Píšeme (a hovoríme) správne? *Scripta Fac. Sci. Natur. MU Brno, Geology*, 27, 15–20.

Prehľadové práce, odborné preklady v časopisoch a zborníkoch

- Hovorka, D., 1993: Petrologija – Petrology: nový medzinárodný časopis. *Mineralia Slov.*, 25, 5, *Geovestník*, 11.
- Hovorka, D., 1996: Geológia pre človeka a životné prostredie. *Múzeum*, 41, 1, 37–38.

Redakčné a zostavovateľské práce (bibliografie, časopisy, encyklopédie, katalógy, slovníky, zborníky...)

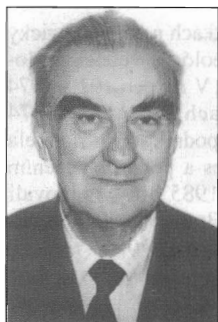
- Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M., 1997: Geological evolution of the

Western Carpathians. *Mineralia Slov., Geol. Surv. of Slovak Rep., Bratislava*, 370.

Rôzne publikácie a dokumenty, ktoré nemožno zaradiť do predchádzajúcich kategórií

- Hovorka, D., 1994: Poslanie a štruktúra Medzinárodnej únie geologických vied (International Union of Geological Sciences; IUGS). *Mineralia Slov.*, 26, 2, *Geovestník*, 4–6.
- Hovorka, D., 1995: 16. plenárne zasadnutie (kongres) IMA v Pise. *Mineralia Slov.*, 27, 1, *Geovestník*, 11.
- Hovorka, D., 1995: 8. kongres Európskej únie geovied (9. – 13. 4. 1995, Strasbourg, Francúzsko). *Mineralia Slov.*, 27, 3, *Geovestník*, 5.
- Hovorka, D., 1995: Päťdesiatročné UNESCO. *Mineralia Slov.*, 27, 4, *Geovestník*, 6–7.
- Hovorka, D., 1995: Priority vedeckovýskumných aktivít UNESCO. *Naša univerzita*, 42, 4, 9.
- Hovorka, D., 1997: K nedožitým osemdesiatinám. *Mineralia Slov.*, 29, 2, *Geovestník*, 14.
- Hovorka, D., 1997: UNESCO oceňovalo vedcov z celého sveta. *Sme*, 13. 11. 1997.
- Hovorka, D., 1998: Medzinárodný program geologických korelácií IGCP/UNESCO jubiluje. *Mineralia Slov.*, 30, 2, *Geovestník*, 1–2.
- Hovorka, D., 1998: Čo by mali vedieť absolventi magisterského štúdia našich univerzít? *Naša univerzita*, 44, 10, 9–10.
- Hovorka, D. & Reháková, D., 1999: Medzinárodný program geologických korelácií (IGCP) UNESCO. *Správy SAV*, 20.
- Hovorka, D. & Trnka, G., 1999: Raw materials of the Neolithic/Aeneolithic polished stone artefacts: Their migration paths in Europe. *Episodes*, 22, 4, 4.
- Hovorka, D. & Grecula, P., 2000: 31. medzinárodný geologický kongres Rio de Janeiro, 6. – 17. august 2000. *Mineralia Slov.*, 32, 6, *Geovestník*, 1–4.
- Hovorka, D., 2000: Slovenská geologická spoločnosť aktivizuje odborné komisie. *Mineralia Slov.*, 32, 6, *Geovestník*, 8.
- Hovorka, D., 2000: Realita a vízie. *Literárny týždenník*, 13, 124.

Významné životné jubileum RNDr. Jozefa Salaja, DrSc.



V tomto roku sa sedemdesiatin dožíva vynikajúci slovenský geológ a biostratigrafik RNDr. Jozef Salaj, DrSc. Je to priam neuveriteľné, ale tento vzácny jubilant bez prerušenia pracuje od roku 1956 – do roku 1994 v Štátnom geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave, odkiaľ odišiel do starobného dôchodku, ale zároveň nastúpil do Geologického ústavu SAV, kde pôsobí doteraz. To je prakticky 47 rokov tvrdej, statočnej a úspešnej vedeckovýskumnej činnosti.

RNDr. Jozef Salaj, DrSc., je aktívny aj v súčasnosti. V rámci spolupráce Geologického ústavu SAV sa zapája do vedeckej aj pedagogickej činnosti na Katedre geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty KU v Prahe, aktívne spolupracuje s Tuniskou národnou geologickou službou (Office National de Mines, Tunis) a s tripoliskou univerzitou El-Fateh (Faculty of Sciences) v Lbýi, kam viac-menej pravidelne chodí na krátkodobé (dvojtyždňové až trojmesačné) pobyty.

Ako výsledok plodnej spolupráce s univerzitou El-Fateh vznikla aj štvordielna monografia J. Salaj a A. L. Maamouri et al.: *Atlas of*

Tunisian microfossils and its relation to some Circum-Tethyan types (In: Zemní plyn a nafta, 43, 1998–1999, 1–4, Hodonín).

Jubilant naďalej spolupracuje so ŠGÚDŠ, pokračuje aj vo výchove nastupujúcich domácich aj zahraničných vedeckých pracovníkov, najmä v regionálnej a interregionálnej mikrostratigrafii mezozoika a terciéru. Od 1. januára 2003 pedagogicky pôsobí na už spomenutej katedre KU a venuje sa hlavne výchove doktorandov z Českej republiky, zo Slovenskej republiky, ako aj z Poľska.

V dôsledku niektorých zákonov o vykonávaní práce starobných dôchodcov (výnimkou nie sú ani vedeckí pracovníci najvyššieho stupňa) musel J. Salaj svoj vedecký úväzok v Geologickom ústave SAV ukončiť. V tejto súvislosti je namieste otázka, či je spravodlivé a spoločensky prospešné, aby výkonný vedecký pracovník nemohol ďalej pracovať iba preto, že je starší a je dôchodca. O tom by mal rozhodovať riaditeľ a vedecká rada ustanovizne, kde vedec pracoval a kde má záujem naďalej tvorivo rozvíjať svoju vednú disciplínu.

Jubilujúcemu RNDr. Jozefovi Salajovi, DrSc., pri jeho významnom jubileu želáme pevné zdravie, elán do ďalšej vedeckej práce, pohodu v rodinnom živote, ako aj v pracovni Geologického ústavu SAV, ktorá má so súhlasom riaditeľstva bude k dispozícii aj naďalej.

Juraj Janočko

Publikačná činnosť v roku 2002

- Salaj, J., 2002: The Cenomanian–Turonian boundary defined on microfauna in Western Carpathians. *ESSEWEGA, International conference*, 5.–7. June 2002, Bratislava, 36–38.
- Salaj, J., 2002: Remarks to differentiation of Tethys in the Cretaceous and Paleogene on the basis of paleoclimate and microbiostratigraphy (North Africa, Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 53, Special issue. Bratislava, Veda, 4.
- Salaj, J., 2002: Remarks on problems of Mesozoic microbiostratigraphy of the Western Carpathians. *Geol. Carpath.*, 53, Special issue. Bratislava, Veda, 59–61.
- Salaj, J., Števula, L., Magdolen, P., Puškelová, L. & Holický, I., 2002: Primarily deposited solid hydrocarbons in the Hauptdolomit of the Čachtické Karpaty Mts. (Slovakia). *Geol. Carpath.*, Special issue. Veda, Bratislava, 2.
- Salaj, J., Puškelová, L. & Holický, I., 2002: Fe-horizons in Carnian- and Eocene- sediments of Western Carpathians in Slovakia. *Mineralia Slov.*, 34, 5–6, 343–346.
- Salaj, J., Števula, L., Puškelová, L. & Holický, I., 2002: Solid hydrocarbons in the Hauptdolomit of the Čachtické Karpaty Mts. (Slovakia). *Mineralia Slov.*, 34, 3–4, 211–218.

- Salaj, J., 2002: Reflection of paleoclimate in Paleogene sediments of Súľov, Biele Karpaty and Javorníky areas (Slovakia). *Mineralia Slov.*, 34, 3–4, 147–158.
- Michalík, J., Soták, J. & Salaj, J., 2002: Cretaceous oceanic red beds in the westernmost Carpathians in Slovakia. In: *IGCP Project 463. Cretaceous oceanic red beds (CORB) in Apennines-Alpes-Carpathians transect, Field guidebook, Inaugural meeting field excursion, September 23–29, 2002, Wien*.
- Salaj, J. & Štemproková, D., 2002: Systematic problems of some genera in the superfamily *Globotruncanacea* Brotzen. 1942. *Acta Univ. Carolinae, Geol., Praha* (in press).
- Salaj, J. & Štemproková, D., 2002: Remarks on Turonian microbiostratigraphy in the Tethyan and Boreal realms. *Acta Univ. Carolinae, Geol., Praha* (in press).
- Salaj, J., 2002: Southern development of larger foraminifers: Paleogene paleobiofacies in Tunisia and Lybia. 2nd symposium on the geology of the NW Lybia. November 2000. *Proceedings* (in press), Amsterdam.
- Salaj, J., 2002: Agglutinated foraminifers from the Upper Senonian to Paleogene flysch of the Middle Váh valley (Súľov, Javorníky, Biele Karpaty Mts.) Slovakia. 6th international workshop on Agglutinated foraminifera, Prague, September 1–7, 2001. *Proceedings* (in press), London.

Jubileum RNDr. Miroslava Slavkaya, PhD.



V júli tohto roku oslávi sedemdesiatiny jeden z popredných a vážených slovenských geológov RNDr. Miroslav Slavkay, PhD. Pri tejto milej príležitosti si dovoľujeme pripomenúť jeho životnú púť, zásluhy ako geológa i organizátora slovenskej geológie.

Miroslav Slavkay sa narodil 22. júla 1933 v Brezovici (okres Sabinov) v rodine notára. Študoval na 2. štátnom gymnáziu v Prešove, ale po skončení kvinty v roku 1950 štúdium prerušil a odišiel za baníckeho učňa do učilišťa štátnych pracovných záloh pri Manganorudných baniach v Kišovciach-Švábovciach. Od roku 1951 študoval na dvojročnej Priemyselnej škole baníckej v Spišskej Novej Vsi a po jej absolvovaní v roku 1953 nastúpil ako revírník do bane E. Urxa v Petřkovičoch (OKR-sever). V ďalšom štúdiu pokračoval na Priemyselnej škole baníckej a geologickej v Spišskej Novej Vsi a tam v roku 1955 zmaturoval. Do práce nastúpil ako kolektor v lopejskom závode Západoslávenského rudného prieskumu v Turčianskych Tepliciach. Po skončení základnej vojenskej služby v Českých Budějoviciach sa vrátil na pôvodné pracovisko. V roku 1959 uzavrel manželstvo s Martou rod. Rudnayovou, s ktorou majú syna Miroslava (1961), Ivana (1963) a Martina (1977).

Geologická obec pozná RNDr. M. Slavkaya, PhD., nielen ako obetavého pracovníka a svedomitého geológa, vedca, ale aj ako mimoriadne veselého a citlivého človeka s mnohými záľubami. Už ako študent sa venoval leteckému modelárstvu v Aeroklube v Prešove a neskôr aj bezmotorovému lietaniu (1951). Jeho veľkou záľubou – popri rybárstve, filatelii a záhradkárstve – je hudba. Venoval sa hre na organe, neskôr na harmonike, v čom prakticky pokračuje celý svoj plodný život. Bol členom hudobno-speváckeho súboru

Baník pri Priemyselnej škole baníckej a geologickej v Spišskej Novej Vsi. Počas vojenskej služby pôsobil v súbore Jaslo a získal s ním rad ocenení. Záľuba hrať na harmonike intenzívne využíval pri rozličných spoločenských a odborných akciách geológov.

Externé štúdium na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave jubilant završil v roku 1965 ako promován geológ a v roku 1970 po obhájení rigorózneho práce *Ložiská polymetallických rúd pri Ponikách* získal akademický titul RNDr. V roku 1981 obhájil dizertáciu *Regionálne prognózy medených rúd porfýrového typu vo východoslovenských neovolkanitoch*, získal vedeckú hodnotu kandidát geologických vied (CSc.) a v roku 1999 oprávnenie používať vedecko-akademickú hodnotu PhD. Postgraduálne štúdium drobnej tektoniky a petrotektoniky úspešne absolvoval na Baníckej fakulte Vysoké školy technickej v Košiciach (1969–1972).

M. Slavkay pracoval v organizačných jednotkách n. p. Geologický prieskum Spišská Nová Ves ako kolektor, geológ a vedúci geologickej skupiny v bansko-bystrickom stredisku. V rokoch 1970–1974 bol vedúcim geologickej oblasti v Košiciach a 1. apríla 1974 ho vymenovali za geologického námestníka podnikového riaditeľa n. p. Geologický prieskum Spišská Nová Ves a poverili vedením geologickej služby podniku. 9. decembra 1985 ho vymenovali za riaditeľa Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave. Túto funkciu na vlastnú žiadosť skončil 22. januára 1990. V rokoch 1985–1990 bol vedúcim školiaceho pracoviska GÚDŠ pre výchovu vedeckých aspirantov, predsedom vedeckej rady GÚDŠ a alternujúcim predsedom spoločnej vedeckej rady GÚDŠ v Bratislave a ÚÚG v Prahe. Až do odchodu do starobného dôchodku v roku 1995 pracoval v Štátnom geologickom ústave D. Štúra ako vedúci výskumný a vývojový pracovník.

Odbornú činnosť jubilant zameriaval na riešenie metalogenézy, metodiku vyhľadávania a geologického prieskumu ložísk nerastov a na prognózne hodnotenie nerastných surovín. Zostavil regionálne mapy ložísk a prognóz nerastných surovín v mierke 1 : 50 000 a 1 : 100 000: Nízke Tatry (1988), Okolie Banskej Bystrice (1990), Slovenský kras (1992), Slovenské rudohorie, západná časť (1995), Malé a Čachtické Karpaty (1995), Chvojnická pahorkatina (1995)

a Styčná zóna veporika a gemerika (1997). Vypracoval kapitoly o nerastných surovinách v monografiách Vydavateľstva Dionýza Štúra GSSR: Vysvetlivky ku geologickej mape Chvojnickej pahorkatiny a severnej časti Borskej nížiny (1996), Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu (1997), Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkyh Tatier (1998), všetky v mierke 1 : 50 000.

Ako člen Slovenskej geologickej spoločnosti pri SAV bol podpredsedom košickej pobočky (1974–1979), predsedom spišskonovoveskej pobočky (1979–1986), členom ÚV SGS v Bratislave (1978–1990) a podpredsedom terminologickej komisie pre ložiskovú geológiu pri SGS (1987–1990). Je členom KBGA (od 1973), kde bol zástupcom predsedu ložiskovej komisie. Bol členom ČSVTS (1974–1985), od roku 1974 je členom IAGOD a v rokoch 1993–2000 bol členom SALG.

Bol členom odbornej sekcie surovín pri Slovenskej komisii pre vedecko-technický a investičný rozvoj (1983–1988). V rokoch 1983–1989 bol členom alebo predsedom komisie pre štátne záverečné skúšky na Baníckej fakulte VŠT v Košiciach v odbore banská geológia a geologický výskum. Bol členom komisií pre obhajoby kandidátskych a doktorských dizertačných prác pri Slovenskej komisii pre vedecké hodnoty, na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave a pri Geofyzikálnom ústave SAV v odbore aplikovaná geológia a aplikovaná geofyzika (1984–1995). Pracoval ako člen komisie pre prognózy geologických vied pri vedeckom kolégiu geológie a geografie ČSAV (1988–1990) a v rokoch 1989–1990 ako člen koordinačnej rady dekanov (rektorov) prírodovedeckých fakúlt (vysokých škôl).

RNDr. Miroslav Slavkay, PhD., sa venoval geologickému prieskumu rudných, v menšej miere aj nerudných nerastných surovín a riešeniu s tým súvisiacich otázok napr. prieskumu polymetalických rúd pri Ponikách, nízkotatranských antimonových ložísk, mastencových ložísk v okolí Hnúšte, mediatých porfýrových rúd vo východoslovenských neogénnych vulkanitoch, metalogenézy Nízkyh Tatier, metalogenézy a rudných formácií veporika, metalogenézy neovulkanitov Slovenska a zameral sa aj na výskum predterciérnych vulkanogénnych hornín, čo sa odrazilo aj v jeho publikačnej činnosti. Pri geologickom mapovaní skúmal Ponický kras.

Vedeckú činnosť v oblasti prognózovania a metodiky geologického prieskumu ložísk nerastov vyvíjal v rokoch 1975–1990 aj na medzinárodnej úrovni ako koordinátor a spoluautor viacerých tém v rámci činnosti Stálej komisie pre geológiu RVHP. Výsledky riešenia jednotlivých tém boli publikované v ôsmich monografiách. Aktívne sa zúčastnil na kongresoch KBGA (1973, 1977, 1981, 1985, 1995, 1998), IAGOD (1974, 1982), na Medzinárodnom geologickom kongrese v Moskve (1984), vo Washingtone (1989) a na mnohých domácich i zahraničných sympóziách, seminároch a konferenciách a prezentoval na nich, často aj so spoluautormi, výsledky výskumnej a prieskumnej činnosti. Roku 1986 ho vymenovali za stáleho člena československej delegácie v Stálej komisii RVHP pre spoluprácu v oblasti geológie a za hlavného zmocnenca ČSFR pre KOC INTERRUPTGEO, kde pôsobil do roku 1990. Zúčastňoval sa na pracovných zasadaniach špecialistov krajín RVHP v Bulharsku, Poľsku, Rumunsku, NDR, ZSSR a v Juhoslávii. Ako riaditeľ GÚDŠ organizoval a rozvíjal spoluprácu s mnohými zahraničnými geologickými ústavmi, univerzitami a organizáciami v Poľsku, Rakúsku, Fínsku, Maďarsku, ZSSR, USA (Južná Karolína a Texas) a na Islande. Bol odborným a technickým vedúcim expedície vo firme Metalimex (Zambia) Minning Ltd. v Zambii (1972–1974). Expertnú činnosť krátkodobo vykonával aj v Číne a v Jemene. Na postgraduálnom kurze Havanskej univerzity (5. 6.–3. 7. 1987) prednášal metodiku geologického prieskumu masenca a azbestu.

Bol členom redakčnej rady časopisu *Mineralia Slovaca* (1978–1993) a Geologický prŕzkum (1987–1989). Vo vydavateľskej rade časopisu

Mineralia Slovaca pracoval ako člen (1986–1988) a v rokoch 1988–1990 ako jej predseda. V rokoch 1985–1990 bol predsedom edičnej rady publikácií Geologického ústavu Dionýza Štúra a vedeckým redaktorom časopisu *Geologické práce*. Vedecky redigoval a odborne recenzoval niekoľko monografií a vysokoškolských učebníc. Recenzoval rad záverečných správ, projektov, správ o výskumných úlohách štátneho plánu základného výskumu, ekonomického výskumu a príspevky do odborných časopisov. Výsledky jeho vedeckej, odbornej a riadiacej činnosti sú obsiahnuté vo viac ako 110 odborných článkoch, 75 správach, 20 monografiách a učebniciach.

Výsledky, ktoré jubilant dosiahol v prieskumnej, vedeckovýskumnej a riadiacej práci ocenili v roku 1970 štátnym baníckym vyznamenaním Za pracovnú vernosť, v roku 1978 rezortným vyznamenaním Najlepší pracovník rezortu SGÚ, v roku 1983 štátnym vyznamenaním Za vynikajúcu prácu, vyznamenaním Za rozvoj okresu Spišská Nová Ves a Čestným uznaním GÚDŠ za rozvoj slovenskej geológie. Za dobrú spoluprácu s viedenským geologickým ústavom ho roku 1989 vymenovali za člena korešpondenta Geologische Bundesanstalt. Geologický ústav vo Varšave mu v roku 1989 udelil Zlatý odznak ministerstva ochrany životného prostredia a prírodných zdrojov Za zásluhy poľskej geológie. Pamätné medaily mu udelili: Geološki zavod Ljubljana (1976), VŠT Košice (1977), GÚDŠ Bratislava (1980), Państwowy instytut geologiczny Varšava (1989). Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves ho poctil podnikovými vyznamenaniami.

Ďalšie biografické údaje publikoval časopis *Mineralia Slovaca* (15, 4, 1983), sú v dotazníku v biografickom oddelení Matice Slovenskej (1996), v monografii *Významní slovenskí geológovia* (Bratislava, VEDA, 2000).

Jubilant vďaka svojej priateľskej a citlivej povahe ešte aj v súčasnosti plným priehrdím nezištne odovzdáva bohaté odborné skúsenosti, ochotne radí a bezprostredne pomáha mladším kolegom. Pre ľudské vlastnosti si medzi spolupracovníkmi a priateľmi získal všeobecnú úctu.

V mene priateľov, bývalých spolupracovníkov a celej geologickej verejnosti želáme jubilujúcemu RNDr. Miroslavovi Slavkayovi, PhD., do ďalších rokov pevné zdravie, pohodu, spokojnosť a radosť v rodinnom kruhu na zaslúženom odpočinku.

M. Kaličiak a V. Hanzel

Zoznam publikovaných prác

Monografie

- Dimitrov, R., Stajkov, M., Angelkov, Kr., Zelenka, T., Sandujzaf, G., Eskobar, E., Pavlova, I. C., Dovbnaja, A. V., Jakubovič, V. S., Burian, J., Brlaj, A., Slavkay, M., Štohl, J., Tözser, J., Terzič, M. & Spasov, T., 1978: Kriteria i metodika prognoza polezných iskopajemych, med' i molibden. *SEV, IV., Sofia*, 83.
- Kolektiv autorov (Rundkvist, D. & Erofejev, B., red.), 1981: Kriterii i metodika prognozirovaniya mestoroždenij rudných i nerudných polezných iskopajemych. *Moskva, sekretariát SEV*, 363.
- Kolektiv autorov (Krivcov, A., red.), 1984: Rukovodstvo po racionalnoj metodike poiskov mestoroždenij medných i polimetalických rud v vulkanogénnych i karbonatných formacijach. *Moskva, sekretariát SEV*, 217.
- Kolektiv autorov (Pokalov, V., red.), 1984: Rukovodstvo po racionalnoj metodike poiskov volframových i molibdenových mestoroždenij. *Moskva, sekretariát SEV*, 141.
- Kolektiv autorov (Krivcov, A., red.), 1984: Rukovodstvo po racionalnoj metodike poiskov mestoroždenij medných i polimetalických rud v vulkanogenno-intruzivných pojasač. *Moskva, sekretariát SEV*, 167.
- Burian, J., Slavkay, M., Štohl, J. & Tözser, J., 1985: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. *Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, Alfa*, 269.

- Kolektív autorov (Krivcov, A., red.), 1986: Rukovodstvo po racionalnej metodike razvedki mestoroždenij polimetaličeských rud v vulkanogen-ných i karbonatných formáciách i v vulkanogenno-intruzívnych poja-sach. *Moskva, sekretariát SEV*, 170.
- Kolektív autorov (Pokalov, V., red.), 1986: Rukovodstvo po racionalnej metodike razvedki volframových i molibdenových mestoroždenij. *Moskva, sekretariát SEV*, 100.
- Potančok, V., Hurný, J. & Slavkay, M., 1986: Ložisková geológia pre 3. ročník stredných priemyselných škôl banických a geologických. *Bratislava, Alfa*, 211.
- Potančok, V., Hurný, J. & Slavkay, M., 1987: Ložisková geológia pre 4. ročník stredných priemyselných škôl banických a geologických. *Bratislava, Alfa*, 212.
- Kolektív autorov (Dimitrov, R., Kuikin, S. & Weigert, O., red.), 1987: Metodické rukovodstvo po prognózovaní i zostavení stredne i krupnomashtabných prognózných kart na mednyje i polimetaličeskije rudy. *Moskva, sekretariát SEV*, 378.
- Potančok, V., Hurný, J. & Slavkay, M., 1989: Ložisková geológia I. *SNTL – Nakladatelství technické literatury, Praha*, 189.
- Potančok, V., Hurný, J. & Slavkay, M., 1989: Ložisková geológia II. *SNTL – Nakladatelství technické literatury, Praha*, 191.
- Baňacký, V., Elečko, M., Vass, D., Potfaj, M., Slavkay, M., Iglárová, L. & Čechová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Chvojnickej pahorkatiny a severnej časti Borskej nížiny 1 : 50 000. *GSSR, Vyd. D. Štúra, Bratislava*, 144.
- Mello, J., Elečko, M., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vass, D., Vozárová, A., Gaál, L., Hanzel, V., Hók, J., Kováč, P., Slavkay, M. & Steiner, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1 : 50 000. *GSSR, Vyd. D. Štúra, Bratislava*, 254.
- Biely, A., Bezák, V., Bujnovský, A., Vozárová, A., Klinec, A., Miko, O., Halouzka, R., Vozár, J., Beňuška, P., Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P., Lukáčik, E., Maglay, J., Molák, B., Pulec, M., Putiš, M. & Slavkay, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Tatier 1 : 50 000 (Biely, A. & Bezák, V., eds.). *GSSR, Bratislava*, 232.
- Bezák, V. (ed.), Hraško, L., Kováčik, M., Madarás, J., Šiman, P., Pristaš, J., Dublan, L., Konečný, V., Plašienka, D., Vozárová, A., Kubeš, P., Švasta, J., Slavkay, M. & Liščák, P., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria-západná časť. *GSSR, Vyd. D. Štúra, Bratislava*, 178.
- Cambel, B., Slavkay, M. & Kaličiak, M., 2000: Významní slovenskí geológovia. *Bratislava, VEDA*, 508.
- Grecula, P., Bartalský, J., Cambel, B., Herčko, I., Kaličiak, M., Matula, M., Melioris, L., Polakovič, D., Slavkay, M., Sombathy, L. & Šefara, J., 2002: História geológie na Slovensku. Zv. 1. *Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava*, 748.
- Slavkay, M., Beňka, J. F., Bezák, V., Gargulák, M., Hraško, L., Kováčik, M., Petro, M., Vozárová, A., Hruškoví, S. F., Knésl, J., Knésl, A., Kusein, M., Maťová, V. & Tulis, J., 2003: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. Zv. 2. *Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava* (v tlači).
- Pôvodné práce**
- Slavkay, M., 1963: Ponický kras. Slovenský kras. *Zbor. MSK IV, Martin*, 57–69.
- Slavkay, M., 1964: Petrografia vulkanických a niektorých sedimentárnych hornín spodného triasu. *Zpr. geol. Výsk. v Roku 1963*, 96–98.
- Slavkay, M., 1965: Vulkanogénne horniny mezozoika na okolí Poník. *Čas. Mineral. Geol.*, 10, 3, 249–259.
- Slavkay, M., 1969: Aragonitová jaskyňa v Ponickom krase. *Slov. Kras*, VIII, Martin, 95–99.
- Slavkay, M., 1969: Problémy geologického prieskumu podložia SV časti stredoslovenských neovulkanitov z hľadiska výskytu nerastných surovín. *Mineralia Slov.*, 1, 3–4, 228–235.
- Slavkay, M., 1971: Vzťah niektorých nízkotatranských antimonových ložísk ku geologickým štruktúram. *Mineralia Slov.*, 3, 9, 5–22.
- Slavkay, M., 1971: Ložiská polymetalických rúd pri Poníkách. *Mineralia Slov.*, 3, 11, 181–213.
- Slavkay, M., 1971: Význam štruktúrneho faktora vyhľadávani ložísk Sb rúd v Nízkych Tatrách. *Materiály z III. celoslovenskej geol. konferencie I, Bratislava*, 331–332.
- Slavkay, M., 1971: Metodika vyhľadávania a prieskumu mastencových ložísk v okolí Hnúšte. *Materiály z III. celoslovenskej geol. konferencie I, Bratislava*, 330.
- Slavkay, M., 1977: Úloha prognózovania pri zabezpečovaní nerastných surovín Slovenska. In: *Zbor. referátov z konferencie Ložiskotvorné procesy Západných Karpát*, Bratislava, 81–85.
- Slavkay, M., 1977: Rol' neogenneho vulkanizmu pri obrazovaní stratiformných mestoroždenij polimetaličeských rud. *Materiály XI. kongresu KBGA, Kiev*, 227.
- Slavkay, M., 1979: Ďalšie výskyt ultrabázických efuzív v chočskom a križňanskom príkrove pri Banskej Bystrici. *Mineralia Slov.*, 11, 3, 239–245.
- Slavkay, M., 1979: Orientation of geological exploration for providing reserves of antimony ores in Slovakia. In: *Ilavský, J. (ed.): Antimony ore mineralizations of Czechoslovakia*. Bratislava, GÚDŠ, 59–63.
- Slavkay, M., 1979: Činnosť geologického prieskumu a jeho ďalšie zámery v širšej oblasti Zlatej Idky. In: *Zbor. prednášok z banickogeologického sympózia, sekcia geologická, Zlatá Idka*, 69–75.
- Slavkay, M., 1980: Metodika stanovovania prognóz nerastných surovín s aplikáciou na východoslovenské neovulkanity. In: *Geologické dni Jána Sláviky Geologická stavba a nerastné suroviny hraničnej zóny východných a západných Karpát*. Geologický prieskum, Košice, 1981, 125–135.
- Slavkay, M., 1981: Paleovulkanity a zrudnenie v spodnom triase príkrovu Drienka. In: *Bajaník, Š. & Hovorka, D. (zost.): Paleovulkanizmus Západných Karpát. Konf. symp., sem., Bratislava, GÚDŠ*, 137–144.
- Slavkay, M., 1981: Kvantitatívne prognózy medených rúd porfýrového typu v Slanských vrchoch a Vihorlato. In: *Zbor. prednášok Druhej banickogeologické dni, Zlatá Idka*, 45–52.
- Slavkay, M., 1981: Rozlišovať, či nerozlišovať kategórie prognózných zásob. *Mineralia Slov.*, 13, 4, 379–381.
- Slavkay, M., 1981: Niektoré ekonomické aspekty využitia ložísk porfýrového typu prognózovaných vo východoslovenských vulkanitoch. In: *Zbor. referátov, IV. slovenská geologická konferencia*, zv. 4, Bratislava, 236–240.
- Slavkay, M., 1982: Súčasný stav prieskumu ložiskových štruktúr v Západných Karpatoch a perspektívne typy pre vyhľadávanie. In: *Zbor. prednášok z vedecko-technickej konferencie BF VŠT, sekcia geologická, Košice*, 155–160.
- Slavkay, M., 1982: Prognózne plochy mednatých porfýrových rúd vo východoslovenských neogénnych vulkanitoch. *Mineralia Slov.*, 14, 3, 195–207.
- Slavkay, M., 1985: Postavenie scheelitových a antimonitových rúd v Nízkych Tatrách. *Mineralia Slov.*, 17, 4, 339–340.
- Slavkay, M., 1985: On the relationship between Neogene magmatic activity and polymetallic ore deposits emplaced in Triassic carbonates. In: *Proceedings rep. of the XIIIth Congress of CBGA (Additionally received reports)*, Krakow, 145–146.
- Slavkay, M., 1987: Metodika vedeckého prognózovania nerastných surovín. In: *Geologická stavba Západných Karpát vo vzťahu k prognózam nerastných surovín. Zborník z konferencie II. geologické dni Jána Sláviky (7.–8. 4. 1987)*, Košice, 25–33.
- Slavkay, M., 1989: Main characteristics of the metallogeny of the Nízke Tatry Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 40, 4, 411–422.
- Slavkay, M., 1989: Prognózne zhodnotenie rúd v Nízkych Tatrách. In: *Teoretické a praktické poznatky výskumu, prieskumu a exploatácie nerastných surovín Západných Karpát. Zborník z konferencie, Herľany* 11.–13. 10. 1989, 23–28.
- Slavkay, M., 1989: Kremeň-scheelitová asociácia ako súčasť sideritovej formácie v Nízkych Tatrách. In: *Scheelitová mineralizácia v Česko-Slovensku. Zbor. celoštátneho seminára, Banská Bystrica – Donovaly* 11.–13. 10. 1989, 23–28.
- Slavkay, M., 1992: Prognózne zdroje rudných surovín okolia Banskej Bystrice. *Geol. Práce, Spr.*, 94, 63–65.
- Slavkay, M., 1992: Nerastné suroviny Slovenského krasu, ich ložiská, prognózy. In: *Zbor. referátov, VIII. banicko-vedecko-technická konferencia, Košice, september 1992*, 79–82.
- Slavkay, M., 1997: Mapa nerastných surovín Slovenského rudohoria-západ. Seminár Mapa nerastných surovín Slovenského rudohoria-západ, Klenovec 3.–4. 10 1996. *Mineralia Slov.*, 29, 1, Geovestník, 10.
- Hovorka, D. & Slavkay, M., 1974: Pikrit od Poník. *Geol. Práce, Spr.*, 39, 41–51.
- Petro, M., Bacsó, Z., Hvoždára, P., Ivanov, M., Kravjanský, I., Kubíny, D.,

- Maljkovič, J., Slavkay, M. & Žakovský, R., 1971: Rudné suroviny v kryštaliniku Západných Karpát a v nadväzujúcich tektonických jednotkách a v obale. *Materiály III. celoslov. geol. konferencie, Bratislava*, 231–237.
- Slavkay, M. & Lenárt, J., 1974: Vyhľadávacie kritériá a príznaky mastencových ložísk v okolí Hnúť. *Mineralia Slov.*, 6, 1, 17–22.
- Slavkay, M., Bacsó, Z., Dobra, E., Grecula, P., Kusák, B., Tözsér, J. & Zlocha, J., 1975: Ložiská nerastných surovín východného Slovenska. *Mineralia Slov., Sprievodca k exkurziám*, 7, 4, 3–27.
- Filo, M., Kaličiak, M. & Slavkay, M., 1977: Geologickotektoničeskoje strojenje i metalogenezis vostočno-slovackich neovulkanitov. *Materiály XI. kongresu KBGA, Kiev*, 282–283.
- Orlický, O. & Slavkay, M., 1979: Paleomagnetický výskum kampilských paleovulkanitov príkrovu Drienka. *Mineralia Slov.*, 11, 5, 439–451.
- Rozložník, L. & Slavkay, M., 1979: Problémy metalogenézy Západných Karpát. In: *Zbor. prednášok zo seminára 14.–16. 11. 1979 v Smoleniciach Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby Československa, I A. Bratislava, GÚDŠ*, 125–146.
- Čillík, I. & Slavkay, M., 1979: Problémy vzťahu zrudnenia k hlbínnej tektonike v stredoslovenskej oblasti. In: *Zbor. prednášok zo seminára 14.–16. 11. 1979 v Smoleniciach Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby Československa, I B. Bratislava, GÚDŠ*, 389–403.
- Ilavský, J. & Slavkay, M., 1980: Súčasná metalogenetická terminológia. *Mineralia Slov.*, 12, 2, 131–148.
- Maljkovič, J. & Slavkay, M., 1980: Geologické aspekty minimalizácie jadrového vrtnia. In: *Zbor. referátov zo seminára 28.–29. 5. 1980, Stará Lesná Problematika zavádzania progresívnej vrtnéj a banskej techniky a technológie v geologickom výskume a prieskume*, 80–90.
- Slavkay, M., Macko, J., Ondrejko, K. & Tréger, M., 1981: Zabezpečovanie nerastných surovín v mezozoiku Západných Karpát a ďalšie perspektívy. In: *Zbor. referátov. IV. slovenská geologická konferencia*, zv. 3, Bratislava, 23–32.
- Bartalský, J. & Slavkay, M., 1981: Zámery geologického prieskumu pre obdobie 7. päťročnice. In: *Zbor. prednášok Druhé banickogeologické dni, Zlatá Idka*, 166–171.
- Bartalský, J., Burian, J., Slavkay, M. & Tözsér, J., 1984: Intrusive bodies of central zones as ore deposit sources. *Proceedings of the Sixth Quadrennial IAGOD Symposium, E-Schweizerbart'sche Verlagbuchhandlung/Nägela u. Obermiller Stuttgart, Germany*, 255–261.
- Ondrejko, K. & Slavkay, M., 1984: Výsledky vyhľadávania a prieskumu ložísk zeolitových tufov na Slovensku. In: *Zbor. prednášok z konferencie Sloveo 84, Vysoké Tatry*, 18–23.
- Slavkay, M., Čverčko, J., Daniel, J., Gaža, B., Hudáček, J., Macko, J., Rozložník, L., Rudinec, R., Štohl, J., Tréger, M., Varček, C. & Závist, V., 1985: Výsledky výskumu a prieskumu nerastných surovín Slovenska po roku 1980. *Mineralia Slov.*, 17, 3, 237–251.
- Slavkay, M., Burian, J., Tözsér, J. & Varček, C., 1985: New aspects in the metallogeny of the West Carpathians (Czechoslovakia). Prednesené na Geologickom kongrese v Moskve. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 36, 4, 421–432.
- Slavkay, M. & Tözsér, J., 1985: Skúsenosti z práce geologickej expedície STEX – GP Spišská Nová Ves v Zambii. In: *Nerastné suroviny subsaharskej Afriky (stredná časť). ÚÚG, Praha*, 139–145.
- Slavkay, M., Samuel, O., Reichwalder, P. & Vozár, J. (zost.), 1987: Ročenka Geologického ústavu Dionýza Štúra za rok 1986. Bratislava, 1–172.
- Slavkay, M., Hanzel, V., Vozár, J. & Samuel, O. (zost.), 1988: Ročenka Geologického ústavu Dionýza Štúra za rok 1987. Bratislava, 1–190.
- Slavkay, M., Pulec, M. & Molák, B., 1989: Metallogenesis and zonal distribution of ore deposits in the Nízke Tatry Mts. *XIV. Congress CBGA, Sofia*, 1383–1386.
- Hanzel, V., Slavkay, M. & Polakovič, D. (zost.), 1989: Ročenka Geologického ústavu Dionýza Štúra za rok 1988. Bratislava, 1–73.
- Pulec, M. & Slavkay, M., 1989: Scheelite-goldbearing and antimonite-goldbearing association in the ore district of the Nízke Tatry Mountains. In: *Gold 89 in Europe International Symposium, Toulouse, France 23.–25. May 1989, 15 – poster*.
- Slavkay, M. & Bacsó, Z., 1989: Metalogenéza v oblasti Tisovca. In: *Onačila, D. & Rojkovičová, L. (red.): Metalogenéza malých intrúzií neovulkanitov Slovenska. Zbor. sympózia, Banský Studenec 17.–18. 5. 1989. Bratislava, GÚDŠ*, 32–34.
- Slavkay, M., Vass, D. & Koráb, T., 1989: Geological characteristics of some oil/gas-bearing areas in the Slovakian Carpathians. In: *Petroleum Prospects in Eastern Europe. Earth Sciences and Resources Institute University of South Carolina, USA*, 1–11.
- Hanzel, V., Slavkay, M. & Tallo, D. (zost.), 1990: Ročenka Geologického ústavu Dionýza Štúra za rok 1989. Bratislava, 1–75.
- Slavkay, M., Bláha, M., Čillík, I., Dianiška, I., Hvoždára, P., Knésl, J., Kraus, I., Pulec, M. & Václav, J., 1990: Prognózy netradičných typov rudných surovín, sprievodných a vzácnych prvkov v Západných Karpatoch. In: *Zbor. referátov V. celoslovenskej geologickej konferencie. Bratislava*, 101–103.
- Bartalský, J., za spolupráce Baláža, J., Daniela, J., Grecula, P., Krausa, I., Maljkoviča, J., Pagáča, I., Rozložníka, L., Slavkaya, M., Štohla, J. & Vargu, I., 1990: Surovinová základňa a jej úlohy v sociálno-ekonomickom rozvoji spoločnosti. In: *Zbor. referátov V. celoslovenskej geologickej konferencie, Bratislava*, 66–73.
- Rozložník, L., Grecula, P., Čech, F., Kraus, I., Obernauer, D. & Slavkay, M., 1990: Nerastné suroviny Západných Karpát, ich genetické vzťahy ku geologickej stavbe. In: *Zbor. referátov V. celoslovenskej geologickej konferencie, Bratislava*, 74–77.
- Grecula, P., Michálek, J. & Slavkay, M., 1990: Rudné suroviny v predterciérnych útvaroch Západných Karpát, súčasné poznatky a prognózy hodnotenie. In: *Zbor. referátov V. celoslovenskej geologickej konferencie, Bratislava*, 78–81.
- Bartalský, J., Baláž, J., Daniel, J., Grecula, P., Kraus, I., Maljkovič, J., Pagáč, I., Rozložník, L., Slavkay, M., Štohl, J. & Varga, I., 1991: Surovinová základňa Slovenska a jej úlohy v sociálno-ekonomickom rozvoji spoločnosti. *5. slovenská geologická konferencia, Bratislava. Mineralia Slov.*, 32–47.
- Grecula, P., Michálek, J. & Slavkay, M., 1991: Mineralizácia v predterciérnych útvaroch, geneticko-prognózy aspekt. *5. slovenská geologická konferencia, Bratislava. Mineralia Slov.*, 76–84.
- Rozložník, L., Grecula, P., Čech, F., Kraus, I., Obernauer, D. & Slavkay, M., 1990: Nerastné suroviny Západných Karpát, ich genetické vzťahy ku geologickej stavbe z hľadiska dnešných poznatkov, prognózy. *5. slovenská geologická konferencia, Bratislava. Mineralia Slov.*, 48–58.
- Slavkay, M., Pulec, M., Václav, J., Bláha, M., Čillík, I., Knésl, J. & Hvoždára, P., 1991: Perspektívy netradičných rudných surovín na Slovensku. *5. slovenská geologická konferencia, Bratislava. Mineralia Slov.*, 133–142.
- Slavkay, M. & Petro, M., 1993: Metalogenéza a rudné formácie veporika. *Mineralia Slov.*, 25, 313–317.
- Slavkay, M. & Rohálová, M., 1993: Karbonátové brekcie pri Ponikách, ich litologický a tektonický význam. *Západ. Karpaty. Sér. Geol.*, 17, 39–50.
- Slavkay, M., Gargulák, M., Chovan, M., Grecula, P. & Rojkovič, I., 1994: Variscan mineralization in the Alpine terranes of Western Carpathians. *International Conference Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt, Stará Lesná*, 117–126.
- Chovan, M., Slavkay, M. & Michálek, J., 1994: Ore mineralization of the Nízke Tatry Mts., Western Carpathians. *Abstracts: International Conference, Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt, Stará Lesná*, 31.
- Slavkay, M. & Chovan, M., 1994: Staré Hory – Špania Dolina ore district. *Excursion guide, International Conference Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt, Stará Lesná*, 139–141.
- Molák, B. & Slavkay, M., 1994: Role of black schists in Variscan and Alpine metallogenic processes in Western Carpathians. *Abstracts: International Conference Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt, Stará Lesná*, 26.
- Slavkay, M. & Beňka, J., 1995: Geológia, mineralológia a metalogenéza oloveno-zinkových rúd pri Ardove. *Mineralia Slov.*, 27, 2, 79–88.
- Gargulák, M., Hraško, L. & Slavkay, M., 1995: Mineral zoning in the Mo-W deposits at Rochovce, Western Carpathians, Slovakia. *XV. Congress of the CBGA, Athens, Greece*, 717–721.
- Molák, B. & Slavkay, M., 1995: Black shales and graphitic schists in the Slovak part of the Western Carpathians: Their function in metallogenic processes. *XV. Congress of the CBGA, Athens, Greece*, 794–798.
- Slavkay, M., Krištín, J., Porubčan, V., Repka, T. & Fejdi, P., 1995: Meteorit As Sarir zo Sahary. *Mineralia Slov.*, 27, 5, 343–350.
- Gargulák, M., Slavkay, M., Molák, B., Onačila, D. & Lintnerová, O., 1995: Nerastné suroviny Slovenska – prehľad realizovaných a navrhovaných výskumných prác. *Mineralia Slov.*, 27, 6, Geovestník, 9–12.
- Chovan, M., Slavkay, M. & Michálek, J., 1996: Ore mineralizations of the

- Ďumbierske Tatry Mts. (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath.*, 47, 6, 371–382.
- Slavkay, M. & Chovan, M., 1996: A review of metallic ore mineralizations of the Nízke Tatry Mts. In: *Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt. Mineralia Slov. – Monogr.*, Bratislava, 239–250.
- Slavkay, M. & Petro, M., 1997: Metalogenetický vývoj územia a hlavné genetické typy nerastných surovín. *Seminár Mapa nerastných surovín Slovenského rudohoria-západ, Klenovec 3.–4. 10. 1996. Mineralia Slov.*, 29, 1, *Geovestník*, 12–13.
- Slavkay, M. & Petro, M., 1997: Perspektíva územia Slovenského rudohoria-západ z hľadiska nerastných surovín a návrh ďalších prác. *Seminár Mapa nerastných surovín Slovenského rudohoria-západ, Klenovec 3.–4. 10. 1996. Mineralia Slov.*, 29, 1, *Geovestník*, 14–15.
- Vrana, K., Hanzel, V. & Slavkay, M., 2002: EIA Reporting on mining activities impact on abiotic component of environment: Case studies from Nízke Tatry Mts., Slovakia. *Proceedings of the XVII. Congress of CBGA, Bratislava, sept. 1st – 4th 2002 and Guide to geological excursions. Geol. Carpath.*, 53, spec. issue (CD) 1–9.
- ### Vybrané ostatné príspevky
- Slavkay, M., 1962: Jaskyne v Ponickom krase. *Krásky Slovenska*, 39, 11, Bratislava, 427–428.
- Slavkay, M., 1968: Končí sa geologický prieskum okolia Poníku. *Prieskumník, časopis GP, Spišská Nová Ves*, 23, 5, 1968.
- Slavkay, M. & Valach, J., 1978: Ivan Čillík, CSc., päťdesiatročný. *Mineralia Slov.*, 10, 4, 381–382.
- Slavkay, M., 1979: Zomrel RNDr. Ján Valach. *Mineralia Slov.*, 11, 3, 283–284.
- Slavkay, M., 1981: RNDr. Ing. Ján Burian, CSc., jubiluje. *Mineralia Slov.*, 13, 4, 383.
- Bartalský, J. & Slavkay, M., 1982: Spomíname na Ing. Ján Slávik, DrSc. *Mineralia Slov.*, 14, 3, 284.
- Slavkay, M., 1982: Životné jubileum Ing. Marty Abonyiovej. *Mineralia Slov.*, 14, 3, 286.
- Slavkay, M., 1982: Ing. Ivan Kravjanský jubiluje. *Mineralia Slov.*, 14, 3, 286.
- Kabina, P. & Slavkay, M., 1984: Životné jubileum RNDr. Stanislava Poláka. *Mineralia Slov.*, 16, 6, 598–599.
- Bartalský, J. & Slavkay, M., 1989: RNDr. Zora Priehodská, CSc. (*1926 – † 1989). *Mineralia Slov.*, 21, 3, 285–286.
- Slavkay, M., 1989: Recenzia práce I. Kraus, 1989: Kaolíny a kaolinitové íly Západných Karpát. *Mineralia Slov.*, 21, 4, 332.
- Slavkay, M., 1990: Zastavenie pri päťdesiatke. In: *Prínosy geologického výskumu. Zbor referátov z príležitosti 50 ročného jubilea založenia GÚDŠ, Bratislava*, 7–8.
- Slavkay, M., 1994: Recenzia práce M. Böhmer a M. Kužvart, 1993: Vyhľadávanie a prieskum ložísk nerastných surovín. *Mineralia Slov.*, 26, 1, *Geovestník*, 7.
- Slavkay, M., 1994: Recenzia práce M. Chovan, M. Háber, S. Jeleň a I. Rojkovič, 1994: Ore textures in the Western Carpathians. *Mineralia Slov.*, 26, 5, *Geovestník* 18–19.
- Slavkay, M., 1996: Recenzia práce: P. Grecula et al., 1995: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. *Zv. 1. Mineralia Slov.*, 28, 1, *Geovestník*, 14–15.
- Slavkay, M., 2002: Päťdesiatiny RNDr. Kamila Vranu, CSc. *Mineralia Slov.*, 34, 1, *Geovestník*, 15–16.
- Slavkay, M., 2002: Svet minerálov a ich zberatelia. *Zberateľ*, 12, Bratislava, 32–33.
- Slavkay, M. et al., 1968: Geologická stavba južnej časti pohoria Žiar. *Manuskript, archív GP, Spišská Nová Ves*, 38.
- Slavkay, M. et al., 1969: Geologická stavba okolia Veľkého poľa. *Manuskript, archív GP, Spišská Nová Ves*, 32.
- Slavkay, M. & Vedejová, M., 1969: Správa o výsledkoch špeciálnych prác z vrstov ŠS-1, ŠS-2, ŠS-3. *Manuskript*, 41. In: *I. Kravjanský (1979): Záverečná správa Špania Dolina-VP, južné pokračovanie, Cu rudy. Stav k 31. 12. 1972. Manuskript, archív Geofond, Bratislava*, 91.
- Földeš, A., Slavkay, M. & Očenáš, D., 1970: Doplnok k záverečnej správe Földeš, A. & Očenáš, D., 1967: Chotárná Dolinka-dolomit. *Manuskript, archív Geofond, Bratislava*, 16.
- Slavkay, M., 1979: Organizácia geologickej služby podniku pre zabezpečenie prieskumu nerastných surovín v šiestej päťročnici v rokoch 1978–1980. *Manuskript, archív Inštitút riadenia, Bratislava*, 51.
- Slavkay, M., 1970: Ložiská polymetalických rúd pri Ponikách. *Manuskript, archív KNS PFUK, Bratislava*, 81.
- Slavkay, M., 1970: Lomistá-Sb-Husárka. Záverečná správa a výpočet zásob so stavom k 15. 7. 1970. *Manuskript, archív GP, Spišská Nová Ves*, 128.
- Slavkay, M., 1970: Vzťah niektorých nízkotatranských antimónových ložísk k štruktúram. Záverečná práca postgraduálneho štúdia Drobná tektonika a petrotektonika. *Manuskript, archív Katedra mineralógie a geológie, BF VŠT, Košice*, 37.
- Kravjanský, I. & Slavkay, M., 1970: Niektoré ložiská medených a polymetalických rúd v BLR Správa zo služobnej cesty v dňoch 28. 9.–9. 10. 1970. *Manuskript, archív GP, Spišská Nová Ves*, 42.
- Slavkay, M., 1973: Zambia-Cu. Správa o geologickoprieskumných prácach v roku 1972. *Manuskript, archív GP, Spišská Nová Ves*, 92.
- Slavkay, M. & Grecula, P., 1973: Geologické vyhodnotenie vrhu JP-3 (Drieňovec). In: *Orvan, J. et al., 1974: Hačavsko-jasovská hydrogeologická štruktúra. Manuskript, archív Geofond, Bratislava*, e. č. 37700.
- Brúša, P., Slavkay, M. & Chrt, J., 1977: Štúdium ložísk polymetalických rúd a metodika prieskumu. Správa zo služobnej cesty do ČLR v dňoch 11. 6.–27. 6. 1977. *Manuskript, archív SGÚ, Bratislava*, 32.
- Slavkay, M. & Grecula, P., 1977: Vypracovanie doporučení pre kritériá a metodiku prognózovania ťžitkových nerastov v kórch zvetrávaní (bauxit). RVHP – téma 1.8, podtéma 1.8.6. *Manuskript, archív GP, Spišská Nová Ves*.
- Čillík, I., Drnčík, E., Grecula, P., Hudáček, J., Ilavský, J. & Slavkay, M., 1977: Rozpracovanie návrhov na kritériá a metodiku prognózovania zrudnenia v zónach geosynklinálnych vulkanogénnych formácií (stratiformné ložiská Cu, Pb, Zn). RVHP – téma 1.8, podtéma 1.8.1. *Manuskript, archív Geofond, Bratislava*, 86.
- Valach, J., Bartek, V., Brodňanová, E., Gašparíková, V., Gašparík, J., Planďerová, E., Slavkay, M. & Zbořil, L., 1977: Čiastková záverečná správa z geologického mapovania oblasti Vtáčnik. *Manuskript, archív Geofond, Bratislava*, 238.
- Abonyi, Ar., Čillík, I., Maljkovič, J. & Slavkay, M., 1980: Správa zo služobnej cesty do SFRJ v dňoch 30. 6.–6. 7. 1980. Ložiská medených rúd Bor, Majdanpek, Veliki Krivelj. *Manuskript, archív SGÚ, Bratislava*, 37.
- Pouba, Z., Vacek, J., Böhmer, M., Slavkay, M., Šor, F., Vaněček, M. & Jakeš, P., 1980: Vyhľadávaní, overování a prognózní oceňování zejména skrytých ložísek nerostných surovín (1. část – rudy). *Manuskript, archív ČSAV, Praha*, 34.
- Slavkay, M., 1980: Kritériá prognózovania medenoporfyrových rúd vo vulkanických oblastiach zvrásnených zón. Práca k aspirantskému minimu. *Manuskript, archív KNS PFUK, Bratislava*, 140.
- Slavkay, M., Burian, J., Kaličiak, M. & Tözser, J., 1980: Razrabotka sistemati-ki mednorudnykh i polimetalicheskikh mestorozhdenij v vulkanogennointruzivnykh pojaso-akh i vybor tipovykh metodov poiskov i razvedki. SEV, Tema 1.16, podzadaniye 1.16.2.1. *Manuskript, archív Geofond, Bratislava*, 31.
- Slavkay, M. & Škovran, Z., 1980: Správa zo zahraničnej služobnej cesty do Jemenskej ľudovodemokratickej republiky v dňoch 22. 11.–8. 12. 1980. *Manuskript, archív GP, Spišská Nová Ves*, 12.
- Slavkay, M., 1980: Regionálne prognózy medených rúd porfyrového typu vo východoslovenských neovulkanitoch. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript, archív dekanátu PFUK, Bratislava*, 144.
- Slavkay, M. & Varga, I., 1980: Správa zo zahraničnej služobnej cesty do MLR v dňoch 24.–28. 8. 1980. *Manuskript, archív GP, Spišská Nová Ves*, 7.
- Slavkay, M., 1980: Správa zo zahraničnej služobnej cesty do RSR v dňoch 3.–9. 5. 1980. *Manuskript, archív GP, Spišská Nová Ves*, 13.
- Slavkay, M., 1982: Typy kôry a prognózovanie rudných ložísk v Západných Karpatoch (predmiocénne obdobie). Prednesené na konferencii v Smole-

- niciach v dňoch 13.–15. 4. 1982 Zemská kôra a jej vzťah k nerastným surovinám. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 1984.*
- Kravjanský, I., Konečný, S., Bartalský, J., Burian, J. & Slavkay, M., 1982: Správa zo zahraničnej služobnej cesty do ZSSR v dňoch 5.–13. 9. 1982. *Manuskript, archív GP, Spišská Nová Ves, 15.*
- Slavkay, M., 1983: Správa zo zahraničnej služobnej cesty do RSR v dňoch 17.–23. 7. 1983. *Manuskript, archív GP, Spišská Nová Ves, 6.*
- Piša, M. & Slavkay, M., 1984: Správa zo zahraničnej služobnej cesty do SFRJ v dňoch 23.–28. 11. 1984. *Manuskript, archív GP, Spišská Nová Ves, 10.*
- Bartalský, J. & Slavkay, M., 1985: Správa zo zahraničnej služobnej cesty do PLR v dňoch 21. 11.–22. 3. 1985. *Manuskript, archív GP, Spišská Nová Ves, 9.*
- Slavkay, M. & Burian, J., 1985: Správa zo zahraničnej služobnej cesty do RSR v dňoch 1.–6. 4. 1985. *Manuskript, archív GP, Spišská Nová Ves, 12.*
- Slavkay, M. & Čeloudová, J., 1985: Správa zo zahraničnej služobnej cesty do NDR v dňoch 2.–7. 9. 1985. *Manuskript, archív GP, Spišská Nová Ves, 13.*
- Slavkay, M. & Nemček, J., 1986: Správa o zahraničnej služobnej ceste do PLR v dňoch 6.–9. 5. 1986. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 12.*
- Slavkay, M. & Hanzel, V., 1986: Správa o zahraničnej služobnej ceste do MLR v dňoch 1.–3. 10. 1986. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 19.*
- Slavkay, M., Hanzel, V. & Lešták, P., 1986: Správa o zahraničnej služobnej ceste do ZSSR v dňoch 5.–12. 10. 1986. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 28.*
- Slavkay, M., 1986: Správa o zahraničnej služobnej ceste do PLR v dňoch 12.–15. 11. 1986. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 6.*
- Slavkay, M., 1986: Správa o zahraničnej služobnej ceste do Fínska v dňoch 9.–13. 12. 1986. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 23.*
- Slavkay, M., 1987: Správa o zahraničnej služobnej ceste do Havany – Kuba, v dňoch 5. 6.–3. 7. 1987. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 10.*
- Slavkay, M., Hanzel, V. & Samuel, O., 1988: Správa o zahraničnej služobnej ceste do MLR v dňoch 25.–27. 9. 1988. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 12.*
- Slavkay, M., Pecho, J., Gubač, J., Pulec, M., Badár, J., Biely, A., Čillík, I. & Ďudá, R., 1988: Regionálna mapa ložísk a prognóz nerastných surovín Nízke Tatry (1 : 50 000). [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript, archív Geofond, Bratislava, 352.*
- Slavkay, M. & Hanzel, V., 1989: Správa o služobnej ceste do PLR v dňoch 9.–13. 5. 1989. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 10.*
- Slavkay, M. & Koráb, T., 1989: Správa o služobnej ceste do USA v dňoch 3.–22. 7. 1989. Sympóziu Petroleum prospects in Eastern Europe. Columbia a 28. medzinárodný geologický kongres, Washington. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 10.*
- Slavkay, M. & Franko, O., 1989: Správa o služobnej ceste na Island v dňoch 7.–14. 8. 1989 (Geotermálna energia Islandu). *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 40.*
- Slavkay, M., Samuel, O., Mahel, M., Hanzel, V., Határ, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Miko, O. & Nemček, J., 1989: Správa o služobnej ceste do BLR v dňoch 18.–26. 9. 1989 (XIV. kongres KBGA). *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 35.*
- Slavkay, M. & Greguš, J., 1990: Cestovná správa o služobnej ceste do NDR v dňoch 20.–26. 5. 1990 (4. zasadanie Interrudgeo). *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 5.*
- Slavkay, M., Knésl, J., Čillík, I., Bláha, M., Biely, A., Vybíral, V., Maar, S. & Beňka, J., 1990: Regionálna mapa ložísk a prognóz rudných surovín okolia Banskej Bystrice (M = 1 : 50 000). *Manuskript, archív Geofond, Bratislava, 269.*
- Slavkay, M., Bezák, V., Beňka, J., Filo, M., Knésl, J., Kusein, M., Maťová, V. & Petro, M., 1990: Prognózne zhodnotenie rudných surovín západnej časti Slovenského rudohoria. [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 72.*
- Slavkay, M., 1992a: Regionálna mapa ložísk a prognóz nerastných surovín Slovenský kras (M = 1 : 50 000). [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript, archív Geofond, Bratislava, 150.*
- Slavkay, M., 1992b: Popis ložísk a výskytov nerastných surovín Slovenského krasu. [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript, archív Geofond, Bratislava, 124.*
- Slavkay, M. & Kabina, P., 1990: Posúdenie možnosti prípravy ťažby maltárskych pieskov v rájone Záhoria. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 23.*
- Slavkay, M. & Baňacký, V., 1991: Vyhodnotenie fluvialných pieskov okolia vrtu BZ-2 v území Kúty – Chvojnická pahorkatina. [Nálezová správa.] *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 16.*
- Slavkay, M., 1992: Regionálna mapa ložísk a prognóz nerastných surovín, Slovenský kras (M = 1 : 50 000). [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript, archív Geofond, Bratislava, 150.*
- Marsina, K. & Slavkay, M., 1992: Staré i existujúce banské práce ohrozujúce životné prostredie. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 38.*
- Slavkay, M., 1992: Popis ložísk a výskytov nerastných surovín Slovenského krasu. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 124.*
- Slavkay, M., 1993: Vyhodnotenie možnosti priemyselného využitia pieskov z odkryvu H-16 Holíč a tehliarskych zemín z vrtov BZ-46 Trnovec a BZ-48 Dojč na Záhorí. Čiastková správa úlohy 300/04 (In: V. Baňacký: Chvojnická pahorkatina). *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 25.*
- Slavkay, M. & Širáňová, V., 1993: Veporikum; B/3 Slovenské rudohorie. In: B. Molák et al., 1993: Surovinový potenciál uhlikatých formácií. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 190–266.*
- Slavkay, M. & Širáňová, V., 1993: Jadrové pohoria fatro-tatranského pásma; C/5 Malé Karpaty vrt PKH-2. In: B. Molák et al. (ed.): Surovinový potenciál uhlikatých formácií. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 305–312.*
- Molák, B., Began, G., Bujnovský, A., Ďurkovič, T., Elečko, M., Gargulák, M., Grecula, P., Hok, J., Khun, M., Knésl, J., Miko, O., Polák, M., Pulec, M., Radvanec, M., Rojkovič, I., Širáňová, Z., Slavkay, M., Snopko, L., Snopková, P., Širáňová, V., Turan, J., Turanová, L. & Vozárová, A., 1993: Surovinový potenciál uhlikatých formácií. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 577.*
- Slavkay, M., Beňka, J., Gargulák, M., Arđová, M., Filo, M., Kučera, I. & Mikuška, J., 1993: Regionálna mapa ložísk a prognóz nerastných surovín Slovenské rudohorie-západ, východná časť (M = 1 : 100 000). *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 83.*
- Slavkay, M., 1994: Nerastné suroviny Chvojnickej pahorkatiny. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 32.*
- Slavkay, M., Onačila, D., Gargulák, M. & Konečný, S., 1994: Návrh smernice na zostavenie regionálnych map ložísk a prognóz nerastných surovín. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 13.*
- Slavkay, M., Petro, M. & Janků, J., 1994: Mapa prognózných zdrojov pevných nerastných surovín Slovenska a Mapa ropoplynonosných a perspektívnych oblastí Slovenskej republiky (M = 1 : 500 000). *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 15.*
- Slavkay, M., 1995: Prognózne zdroje nerastných surovín vybraných oblastí Slovenska. Mapy v M = 1 : 200 000. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 30.*
- Slavkay, M., Vozárová, A., Bezák, V., Hraško, L. & Kováčik, M., 1995: Regionálna mapa ložísk a prognóz nerastných surovín, Slovenské rudohorie-západ (M = 1 : 100 000). *Manuskript, archív GSSR, Bratislava, 241.*
- Slavkay, M., Beňka, J. & Gargulák, M., 1995: Popis ložísk a výskytov nerastných surovín Slovenského rudohoria-západ. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 177.*
- Molák, B., Slavkay, M., Plašienka, D. & Gargulák, M., 1995: Regionálna mapa ložísk a prognóz nerastných surovín Malé Karpaty (M = 1 : 100 000). *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 50.*
- Molák, B. & Slavkay, M., 1995: Pasporty ložísk a výskytov nerastných surovín, Malé a Čachtické Karpaty. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 110.*
- Slavkay, M., 1996: Mapa geochemických typov hornín M = 1 : 50 000, región Jelšava – Lubeník – Hnúšťa. *Manuskript, Hydoko KV. In: M. Sláma et al., 1999: Súbor regionálnych map geofaktorov životného prostredia regiónu Jelšava – Lubeník – Hnúšťa, v mierke 1 : 50 000. Manuskript, archív Geokonzult, a. s., Košice.*
- Slavkay, M., Vozárová, A., Hraško, L., Kováčik, M., Bezák, V., Kodžara, P. & Tréger, M., 1997: Komplexné hodnotenie prognózných zdrojov nerastných surovín v styčnej zóne veporika a gemerika. *Manuskript, archív ŠGÚDŠ, Bratislava, 186.*
- Slavkay, M., 1997: Popis ložísk a výskytov nerastných surovín v styčnej zóne veporika a gemerika, Slovenské rudohorie-západná časť. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 60.*
- Vrana, K., Slavkay, M., Hanzel, V. & Gregor, V., 1997a: Introductory environmental report for mining-geological works in exploratory territory of the First Canadian-Slovak Mining Company Ltd. – exploration area Jaseň. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 87.*
- Vrana, K., Slavkay, M., Hanzel, V. & Gregor, V., 1997b: Introductory environmental report for mining-geological works in exploratory territory of the First Canadian-Slovak Mining Company Ltd. – exploration area Liptovské Kľačany and Partizánska Ľupča. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 72.*
- Vrana, K., Slavkay, M. & Gregor, V., 1998: Introductory environmental report for geological works of the First Canadian-Slovak Mining Company Ltd. – exploration area Horná Lehota–Lom. *Manuskript, archív GÚDŠ, Bratislava, 83.*

Zápis z valného zhromaždenia Slovenskej geologickej spoločnosti

konaného 29. apríla 2003 o 13.30 hod. vo veľkej zasadačke ŠGÚDŠ (v budove Geofondu), Mlynská dolina 1, Bratislava

Program zhromaždenia:

1. Otvorenie
Videofilm cestovateľa Petra Valušiaka o expedícii do Etiópie
2. Schválenie programu rokovania valného zhromaždenia SGS
3. Voľba návrhovej a volebnej komisie
4. Správa výboru o činnosti SGS od posledného valného zhromaždenia SGS
5. Správa o hospodárení
6. Správa revíznej komisie
7. Plán činnosti SGS na roky 2003–2005
8. Návrh nových stanov SGS
9. Odovzdávanie diplomov SGS:
 - a) Ocenení geológovia za geologické práce publikované v rokoch 1998–2001
 - b) Čestní členovia SGS
 - c) Ďakovné listy SGS
10. Diskusia
11. Rôzne
12. Uznesenia valného zhromaždenia SGS
13. Záver

Priebeh rokovania

Rokovanie valného zhromaždenia SGS otvoril a viedol vedecký tajomník SGS RNDr. L. Šimon, PhD. Privítal prítomných a zoznámil ich s programom prijatým bez pripomienok. Predseda doc. RNDr. D. Plašienka, CSc. vysvetlil spôsob volieb do revíznej komisie. Do revíznej komisie bola navrhnutá a valným zhromaždením schválená volebná a mandátová komisia v zložení: RNDr. M. Elečko, CSc. (predseda), RNDr. P. Uher, CSc., a RNDr. M. Kohút, CSc. (členovia). Navrhnutá a schválená bola aj návrhová komisia v zložení: doc. RNDr. P. Reichwalder, CSc., a doc. RNDr. J. Michalík, DrSc.

V úvodnej časti bol premietnutý videofilm cestovateľa Petra Valušiaka o expedícii do Etiópie, ktorý poskytol účastník expedície Viktor Káňa.

Správu o činnosti SGS od posledného valného zhromaždenia, t. j. za roky 2001–2002, a o zameraní spoločnosti v nasledujúcom období predniesol predseda SGS doc. D. Plašienka. Správu o hospodárení SGS za roky 2000 až 2002 predložila hospodárka SGS RNDr. L. Iglárová.

Závery z revízie hospodárenia a vedenia agendy SGS za roky 2000–2002 za revíziu komisiu v zastúpení predniesol Dr. P. Wágner. Správa konštatovala účelné a dobre dokumentované čerpanie financií.

Návrh nových stanov SGS v stručnosti predniesol Dr. L. Šimon. Keďže valné zhromaždenie SGS v čase rokovania tohto bodu nebolo schopné prijať novelizáciu stanov, bod bol presunutý na mimoriadne valné zhromaždenie SGS.

V ďalšom bode boli odovzdané diplomy SGS. Boli ocenení geológovia za geologické práce publikované v rokoch 1998–2001 a boli odovzdané ďakovné listy SGS.

Výsledky volieb do revíznej komisie

Volebná komisia informovala valné zhromaždenie, že do revíznej komisie boli zvolení členovia SGS RNDr. K. Fordinál, PhD., a RNDr. I. Petrík, CSc.

Uznesenia

Valné zhromaždenie SGS prijíma nasledujúce uznesenia.

Berie na vedomie:

- Správu o činnosti SGS v rokoch 2001–2002.
- Informáciu doc. RNDr. M. Kaličiaka, CSc., riaditeľa ŠGÚDŠ, o pokračovaní vydávania časopisu Mineralia Slovaca v rámci Vydavateľstva ŠGÚDŠ v Bratislave.
- Ponuku RNDr. J. Vozára, DrSc., riaditeľa Geologického ústavu SAV, na spoluprácu pri vydávaní ročenky SGS v angličtine.
- Ocenenie SGS za najlepšie geologické práce publikované v rokoch 1998–2001.
- Návrh stanov SGS.

Schvaľuje:

- Správu o hospodárení SGS v rokoch 2001 a 2002.
- Správu volebnej a mandátovej komisie o výsledkoch volieb revíznej komisie SGS.
- Návrh hlavného zamerania činnosti SGS na roky 2003–2005 prednesený predsedom SGS.

Ukladá výboru SGS:

- Skonkretizovať a spresniť návrh hlavného zamerania činnosti SGS na roky 2003–2005 do ročných plánov, zabezpečiť jeho zverejnenie a zabezpečiť včasnú organizačnú prípravu významných podujatí (tektonická konferencia, geologický kongres SGS 2005, každoročné prierezové semináre).
- Inovovať internetovú stránku SGS a iniciovať členov SGS na zasielanie aktuálnych príspevkov.
- Oživiť prácu terminologických komisií s využitím netradičných foriem.
- Aktivizovať členov SGS na publikovanie v časopise Mineralia Slovaca a v jeho prílohe Geovestník.
- Obnoviť dohodu o spolupráci SGS so ŠGÚDŠ a s ďalšími organizáciami v súlade s novými podmienkami na spoluprácu.
- Zhodnotiť diskusiu a dopracovať návrh stanov SGS o prednesené pripomienky a odporúčania.

Odporúča:

- Pokračovať v oceňovaní najlepších geologických publikácií.

Zapísali: RNDr. Ladislav Šimon, PhD.,
a doc. RNDr. Dušan Plašienka, CSc.

V Bratislave 29. apríla 2003

DISKUSIA

Prejavy pohorelskej línie v okolí hrončeckého žulového masívu **K diskusnému príspevku Dušana Kubínyho** **(Mineralia Slov., 34, 2002, s. 245–250)**

VLADIMÍR BEZÁK

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

(Doručené 20. 3. 2003)

RNDr. Dušan Kubíny, CSc., sa vo svojom diskusnom príspevku usiluje obhajovať svoje staršie názory najmä na priebeh pohorelskej línie a vek hrončockej intrúzie.

Rozhodol som sa reagovať len na časť diskusie, ktorá sa týka najnovšej mapy západnej časti Slovenského rudohoria (Bezák et al., 1999). Je to síce kolektívne dielo, ale predsa len som jeho záverečným redaktorom.

Moja poznámka je veľmi stručná a nie je iba odpoveďou D. Kubínymu, pretože s ním sme na túto tému dlho diskutovali počas zjazdu SGS v Banskej Štiavnici, ale hlavne je malým osvetlením pre tú časť geologickej verejnosti, ktorá danú problematiku až tak sústredene nesleduje.

D. Kubíny sa kriticky vyjadruje k mapovému zobrazeniu pohorelskej línie na spomínanej mape, no zazlieva jej akurát to, za čo by jej mal vďačiť. Mapa totiž maximálne zvýraznila význam práve takých zlomových zón, akou je pohorelská, ktorej D. Kubíny venoval veľkú časť života. Podobných zón je na mape vyjadrených viac, napr. osrblianska, vydrovská, divínska, muránska, zdychavská.

Poznanie charakteru a kinematiky týchto zón za posledné desiatky rokov výrazne pokročilo a ich výskumu sa venoval rad autorov. Pohorelskú líniu študoval napr. Hók a Hraško (1990), Madarás et al. (1994), Petrík et al. (1995), Madarás a Putiš (2001) a význam zón sumárne opísal Bezák (2001). Aj o význame pohorelskej zóny sa teda vie dosť. Detail, ktorý D. Kubínymu unikol, je, že nejde o jednu líniu oddelujúcu kontrastné prostredia, ale o komplikovanú širokú strižnú zónu, a tak je aj v mape vyjadrená (obr. 1). Paralelne ju sprevádzajú ďalšie strižné zóny (severnejšia osrblianska, južnejšia vydrovská).

D. Kubíny teda naozaj nemusí mať o pohorelskú líniu obavy, ani o to, že by sa, nebodaj, niekde „vyparila“. Dnes sa dá navyše doložiť, že pohyby na nej boli komplikované a dlhotrvajúce – od vrchného paleozoika po najmladšie obdobia. S tým súvisí aj otázka veku hrončockej intrúzie. Myslím si, že sa zhromaždilo dosť dôkazov o jej permskom veku, ale tým sa už zaoberá diskusný príspevok Ľ. Hraška.

Reakcia na článok D. Kubínyho Prejavy pohorelskej línie **v okolí hrončeckého žulového masívu**

LUBOMÍR HRAŠKO

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

(Doručené 21. 3. 2003)

V októbri minulého roka som bol požiadaný o recenziu uvedeného príspevku Dr. Kubínyho. Príspevok som nepovažoval za vhodný na publikovanie v časopise Mineralia Slovaca, lebo – podľa môjho názoru – má nedostatky vecného aj formálneho charakteru.

K časti Konkrétne prejavy na pohorelskej línii

Autor sa pridŕžiava predstavy o kriedovom veku hrončockej (hrončeckej) intrúzie (poznámka: prioritne by sa mal používať prívlastok „hrončocký“, a to podľa Hrončoka uvedeného už Zoubkom v roku 1928; tento názov

uprednostňoval aj D. Kubíny, 1992), pričom za sprostredkovateľskú funkciu pohorelskej hlbínnej poruchy považuje kriedový prenik granitovej magmy hrončockého granitu. Samotná blízkosť hrončockej intrúzie k pohorelskej línii nemôže byť dokladom veku intrúzie, intrúzia je mylonitizovaná v rovnakom deformačnom pláne ako iné horniny veporského kryštalinika.

Autor podopiera tvrdenie o kriedovom veku hrončockej intrúzie datovaním Kantora (1959). Ide o jedny z prvých údajov izotopového datovania v ZK a majú veľký význam pre dokladovanie geochronologických udalostí. Ako sám autor uvádza, Kantor pripúšťa aj iné vysvetlenie K/Ar údajov ako len v spojitosti s intruzívnymi vekmi. Význam K/Ar datovaní vo veporiku sa dostatočne vysvetľuje v monografii Cambela, Kráľa a Burcharta (1990). Dnes je už nepatričné pokladať alpínske K/Ar údaje v granitoídoch, ktoré podľahli mladšej metamorfóze, za vek intrúzie. Tak by sa muselo uvažovať aj pri mnohých staropaleozoických komplexoch veporika či gemerika, kde celohorninové alebo minerálne K/Ar resp. Ar/Ar údaje poskytujú alpínske veky. V staršej práci (1959) si autor veľmi správne všimol podobnosť hrončockého granitu s granitmi gemerika. Tie, ako ukazuje novší výskum, majú aj podobný vek. Autor datovanie zirkónu z hrončockého granitu (in Bezák et al., 1999) uvádza len sprostredkovane. Existuje však niekoľkonásobné potvrdenie permsko-triasového veku granitu. Napr. je ním novšie datovanie zirkónu Putiša et al. (2000), ktoré poskytlo spodný intercept $238,6 \pm 1,4$ mil. rokov (MSWD = 1,2) a Putiša et al. (2001) 233 ± 4 mil. rokov (aplitické žily). Najnovšie sa predalpínsky vek centrálneho hrončockého telesa potvrdil aj mikrosondovým datovaním monazitů Fingera et al. (2002) -263 ± 19 mil. rokov (o ňom autor v čase písania článku nemohol vedieť).

D. Kubíny sa odvoláva na prácu Hóka a Hraška (1990), keď konštatuje, že autori „v hrončockých granitoch nenašli štruktúrne prvky, ktoré by sa vzťahovali na starší tektonometamorfný cyklus,“ ale už nedopĺňa, že konštatovali aj to že „O prítomnosti staršieho tektonometamorfného cyklu však hovorí aj polymetamorfný charakter hornín. Je možné, že alpínska tektonogenéza zotrela štruktúrne prejavy staršieho orogénu a na úrovni našich dnešných poznatkov ich nevieme uspokojivo definovať.“

Autor prináša informáciu o horninovom inventári intrudovanom magmou hrončockého granitu. Konštatované migmatitizované a granitizované diafortity môžu byť vážnym argumentom v prospech postdiafortného veku hrončockého granitu, ale na to by bolo treba podať podrobnú petrografickú charakteristiku a dokumentáciu týchto hornín, lebo takto podaná informácia môže byť máľuca.

Aj keby to tak bolo, svedčilo by to o staršom veku diafortézy kryštalinika v tejto oblasti veporika, čo nie je vôbec vylúčené (obliaky diafortitov v klastikách mladšieho paleozoika).

K časti Diskusia

V nej sa autor snaží podať kritiku prác niektorých autorov, ale vecné argumenty mu prakticky chýbajú. Píše: „Sú príklady, keď autori po preskúmaní niekoľkých – nie vždy optimálne vybraných vzoriek – vytvárajú nové teórie a robia ďalekosiahle vedecké závery, čo slovenskej geológii v podstate škodí. Takým príkladom môže byť aj článok Spišiaka et al. (1992). Autori preukázali neschopnosť...“ Túto stať z diskusie možno chápať ako nekonštruktívnu kritiku, lebo autor sa ani jedným slovom nezmieňuje o argumentoch za ani proti. Jedinou vetou je: „Genézou karbonátov v diafortitoch sa zaoberá môj článok (Kubíny, 1963).“ Lenže v zozname literatúry sa takýto článok neuvádza. Aj keby tam bol, autor sa podujal riešiť prejavy pohorelskej línii v okolí hrončockého žulového masívu, a nie diafortézu kraklovského kryštalinika a genézu karbonatických hornín. Ak autor nesúhlasil s takouto interpretáciou, mohol predsa adekvátne reagovať vyjadrením svojej koncepcie, pravda, s použitím rovnakých či lepších prostriedkov vedeckého bádania ako uvedení autori.

„Absolútne nepochopiteľné a úplne zlé je mapové zobrazenie pohorelskej línii a ďalších porúch vo veporskom kryštaliniku až ich absencia a ich vzťah k neovulkanitom Poľany (Bezák et al., 1999), do ktorých poruchy evidentné pokračujú (Kubíny, 1987).“ Pohorelská línii sa na mape Bezáka et al. (1999) chápe ako jedna zo systému strižných zón, na ktorých sa po násunoch prejavili hlavne sinistrálne transpresné pohyby. Jej znázornenie čiarkovane označuje problém s identifikáciou tejto zóny v bridličnatých nižšie metamorfovaných súvrstviach oproti reologicky kontrastným litológiám. Ďalej situujú pohorelskú línii do sv. pokračovania hrončockého telesa vo Veľkej doline smerom na osadu Krám. Pohorelská línii sa v prostredí vulkanitov Poľany neidentifikovala (Dublan et al., 1997).

K časti Záver

Autor v nej uvádza: „Rekapituluje postavenie hrončockého žulového masívu ako kriedovej intrúzie viažucej sa na pohorelskú línii...“ Túto časť vety by bolo možno doplniť, že ide o rekapituláciu starších názorov autora, a to bez ohľadu na rad novších publikovaných prác o datovaní hrončockých granitov a ich diferenciátov (napr. Kotov et al., 1996; Putiš et al., 2000, 2001), o ktorých sa autor vôbec nezmieňuje, ako ani o prácach komplexne charakterizujúcich hrončocký granit (napr. Broska et al., 1994; Petrík et al., 1993, 1995; Petrík, 1996).

Reakcia na diskusný príspevok Dušana Kubínyho Prejavu pohorelskej línie v okolí hrončockého žulového masívu

JÁN MADARÁS

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

(Doručené 11. 3. 2003)

RNDr. Dušan Kubíny, CSc., v druhej polovici 20. stor. nepochybne patril medzi významných predstaviteľov geologického výskumu na Slovensku. Najmä jeho práce z konca 50. a začiatku 60. rokov vniesli do štúdiá kryštalinika a obalových sedimentárnych sekvencií severného veporika v oblasti Horehronia na J od Hrona a masívu Kráľovej hole na ten čas moderné tektonické pohľady, boli aj základom vynikajúcej série generálnych máp v mierke 1 : 200 000 (list Banská Bystrica a list Vysoké Tatry) a stali sa inšpirujúcimi aj pre nasledujúce generácie geológov. D. Kubíny po krátkom pôsobení v GÚDŠ Bratislava, kde sa venoval výskumu kryštalinika, odišiel do n. p. GP v Banskej Bystrici a tam sa v ďalších rokoch vo veľkej miere zúčastňoval najmä na geologickom výskume a prieskume nerastných surovín. Po dlhej odmlke sa autor pripomenul problematikou severného veporika v roku 1992 (Geotektonika vybraných území v severnom veporiku; Geol. Práce, Spr., 94, 1992, s. 69–73) a opäť po desiatich rokoch diskusným príspevkom v časopise Mineralia Slovaca. Keďže sa v rovnakej problematike a oblasti pohybujem už takmer 15 rokov a autorove práce z uvedených rokov sú mi veľmi dobre známe, diskusný príspevok som si prečítal s veľkým záujmom. Vyvolal však vo mne zmiešané pocity, a preto si dovoľujem naň v diskusii reagovať.

Autor svoj príspevok nazval polemizačným. Z tohto pohľadu by bolo všetko v poriadku, no spôsob, akým polemizuje a narába s faktmi, je prinajmenšom zarážajúci. Fenoménu pohorelskej línie a hrončockej granitovej intrúzie sa od čias V. Zoubka, D. Kubínyho, J. Kantora a A. Klinca venovalo množstvo autorov, ktorých práce D. Kubíny akiste postrehol, lenže okrem výnimiek (Bezák et al., 1999; Hók a Hraško, 1990; Pitoňák a Spišiak, 1994; Spišiak et al., 1992) nie sú v príspevku ani len spomenutí a polemika o pohorelskej línii a postavení hrončockého granitu sa redukuje na práce staré 30 až 40 rokov. Nepopieram platnosť záverov starších prác, ale napredujúci výskum v posledných rokoch mnoho faktov, interpretácií a indícií doplnil, spresnil a vysvetlil. D. Kubíny napriek množstvu nových dôkazov striktne trvá na strednokriedovom veku hrončockého granitu alebo hľadá zásadné nedostatky mapového zobrazenia pohorelskej línie vo vydanej Regionálnej geologickej mape Slovenského rudohoria – západná časť (Bezák et al., 1999).

Na tomto mieste by som mohol začať uvádzať argumenty, ktoré vo svetle dnešných poznatkov riešia a vy-

svetľujú problematiku, o ktorej sa diskutuje, ale pre ich množstvo by som pravdepodobne musel napísať nový príspevok, čo, uviedomujúc si cenu času, nemám v úmysle. Uvedená problematika bola publikovaná už v niekoľkých prácach, ktoré sú vnímavému čitateľovi slovenskej geologickej literatúry ľahko dostupné. Okrem toho len v posledných desiatich rokoch sa petrológii a geochemii kryštalinika veporika v tejto oblasti venoval I. Broska, I. Filová, D. Hovorka, L. Hraško, V. Hurai, M. Janák, M. Kohút, S. P. Korikovskij, M. Kováčik, E. Krist, Š. Méres, O. Miko, B. Lupták, I. Petřík, P. Pitoňák, M. Putiš, P. Šiman, J. Spišiak a P. Uher, geochronologické datovanie rozličnými metódami urobil R. D. Dallmeyer, A. B. Kotov, J. Král, H. Maluski a U. Pollerová a tektoniku študoval V. Bezák, J. Hók, J. Madarás, D. Plašienka a M. Putiš. Ak som na niekoho zabudol, ospravedlňujem sa. Takmer nijaké zo spomenutých mien D. Kubíny nevzal do úvahy, a tak sa polemizačný článok stal máútím, jednostranným pohľadom autora na študovanú problematiku a ako taký je „absolútne nepochopiteľný, úplne zlý a slovenskej geológii v podstate škodlivý“, aby som citoval slová autora, ktoré napísal v článku na adresu svojich mladších kolegov. Autor tým, že nevzal do úvahy výsledky najnovšieho výskumu, na podporu svojich argumentov od iných autorov vytrhol z kontextu len fakty, ktoré mu vyhovovali, a zvyšok hrubým spôsobom negoval, a tak dal celému príspevku konfrontačný tón.

Na záver dopĺňam, že som si prácu D. Kubínyho vždy vážil a že jeho výsledky boli aj pri tvorbe Regionálnej geologickej mapy Slovenského rudohoria – západná časť a vysvetliviek k mape (Bezák et al., 1999) patrične akceptované. Aby sa však zachovala objektivita výsledkov, čo je nepochybne hlavným cieľom výskumnej práce, nemožno prehliadnuť a neakceptovať posledné moderné výskumy.

P. S. Ďakujem autorovi, že si všimol rozdielnu transkripciu názvu hrončockého granitu. Skutočne na nových mapách – podľa názvu potoka Hronček, vodnej nádtže Hronček (na mieste bývalej loveckej chaty) a Hrončeckého grúňa (973,2 m) by sa mal nazývať hrončecký granit, avšak v časoch, keď ho prvýkrát opísal Zoubek (1928), sa tieto názvy (vrátane edície vojenských špeciálov v mierke 1 : 25 000 z roku 1956) uvádzali pod názvami Hrončok a Hrončokový grúň, čo má v názvosloví priority.

Odpoveď na reakcie na diskusný príspevok Prejavy pohorelskej línie v okolí hrončeckého žulového masívu

DUŠAN KUBÍNÝ

Trieda SNP 32, 974 00 Banská Bystrica

(Doručené 12. 5. 2003)

K diskusnému príspevku V. Bezáka z ŠGÚDŠ

Pri porovnávaní geologickej mapy Bezáka a kol. (1999) s mojou geologickou mapou (1992) vzniká dojem, že tých tektonických „detailov“, o ktorých hovorí Bezákov diskusný príspevok, uniklo viac ich mape, a preto je tektonický obraz stavby predmetného územia ťažko čitateľný (chýba im významová rádovosť, funkčnosť línii, napr. prešmyky, poklesy, tektonické uzly ap.).

K diskusnému príspevku L. Hraška z ŠGÚDŠ

V publikáciách o mladých granitoch Západných Karpát, teda aj o hrončeckých, som riešil ich problematiku ako geológ základného výskumu s využitím petrologických, geochemických, tektonických metód a aplikácií dát stanovení absolútneho veku minerálov hornín.

V prospech pokračovania rejuvenizovanej pohorelskej línie vo vulkanitoch Poľany svedčí viac geologických javov. Je to:

- umiestnenie kaldery Poľany do tektonického uzla línií pohorelského smerového systému a smerových systémov S–J, SZ–JV s opakovanými stratovulkanickými explóziami niekoľkých formácií a tektonickými fázami
- veľké blokové zosuvy a pramene vody viažuce sa na priebeh tektonických porúch
- pretrvávajúci dynamizačný nepokoj, morfológia terénu ap.

Vo svojom príspevku som sa zameriaval na diskusiu, nepísal som základnú štúdiu o severnom veporiku. Na to už nemám podmienky. Som už 13 rokov na starobnom dôchodku.

K diskusnému príspevku J. Madarása z ŠGÚDŠ

Autor v prvom odseku uviedol naoko bežnú informáciu. Píše: „Po krátkom pôsobení v GÚDŠ Bratislava, kde sa venoval výskumu kryštalínika, D. Kubíny odišiel do GP, n. p. Banská Bystrica...“ Táto mätúca informácia má takúto pravdivú podobu. V roku 1958 ÚV KSS zastúpil J. Šovčíkom v spolupráci so ZO KSS so zastupujúcim vtedajším riaditeľom GÚDŠ M. Maheľom v rámci „očisty“ ústavu a Bratislavy od nežiaducich antikomunistických osôb ma „odsúdili“ na manuálne práce a násilný odchod z ústavu. To sa stalo v apríli a v júli som s celou rodinou s tromi malými deťmi musel opustiť aj Bratislavu. Moja produktívna činnosť ako vedúceho oblasti kryštalínika neznamenal nič. Za päť rokov práce v GÚDŠ som zmapoval 1200 km územia od Sihly cez Vepor (klenovský), Fabovu hoľu, Kráľovu hoľu (po Helpu), granitoidný masív Nízkych Tatier vrátane starohorského kryštalínika a ľubochňanský granitoidný masív. Vypracoval som viac záverečných prác, posudkov a publikácií...

K ďalšej časti reakcie: J. Madarás sa pozastavuje nad tým, že necitujem niektorých geológov, ktorí okolo diskutovanej problematiky niečo urobili. Moja odpoveď je taká, že som od roku 1975 nepracoval v geologickej inštitúcii. Môj diskusný príspevok nie je základná štúdia. K citácii literatúry kolegovi Madarásovi pripomínam, že aj moje práce zásadného významu mnohí geológovia ignorovali (napr. J. Hók, L. Hraško, 1990, J. Spišiak et al., 1992, P. Pitoňák, J. Spišiak, 1994, a iní).

Vyšiel prvý zväzok dvojdielnej knižnej monografie História geológie na Slovensku

História geológie na Slovensku Zväzok 1

Pavol Grecula

**J. Bartalský, B. Cambel, I. Herčko, M. Kaličiak, M. Matula,
L. Melioris, D. Polakovič, M. Slavkay, L. Sombathy, J. Šefara**



Štátny geologický ústav Dionýza Štúra • 2002

Publikáciu, ktorej prvý diel predkladáme odbornej geologickej aj ostatnej verejnosti, pripravili poprední odborníci zo všetkých odvetví geológie na Slovensku a redakčne spracovali najmä geológovia, ktorí stáli pri zrode a organizovaní geológie na Slovensku po druhej svetovej vojne.

Prvý zväzok obsahuje históriu geológie od najstarších čias do roku 1762, obdobie od založenia Ríšskeho geologického ústavu vo Viedni roku 1850, históriu mineralogického a geologického výskumu od založenia Ríšskeho geologického ústavu roku 1850 do vzniku ČSR roku 1918, geologické práce, ich metodiku a rozvoj v ťažobných závodoch v rokoch 1919–1945, geologické inštitúcie a spoločnosti v ČSR a ich podiel na geologickom výskume Slovenska v rokoch 1919–1945, geologickoprieskumné organizácie a ich nadriadené štátne orgány v období 1945–2000 a hodnotenie výsledkov výskumu a prieskumu ložísk nerastných surovín a rozvoja ložiskovej geológie v rokoch 1945–2001.

Druhý zväzok diela zahŕňa históriu geologických organizácií, inžinierskej geológie, hydrogeológie, geofyziky, ako aj geologických ústavov a katedier univerzít, vysokých škôl, SAV a geologických spoločností.

Publikáciu vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra. Má 748 strán, 673 fotografií, rad tabuliek a perokresieb. Možno ju kúpiť v predajniach odbornej literatúry Štátneho geologického ústavu D. Štúra v Bratislave, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, a v Košiciach, Jesenského 8, 040 01 Košice. Na objednávku sa posielajú aj poštou (k cene sa účtuje poštovné aj balné).

E-mail: gabina@gssr.sk, velgos@gssr-ke.sk. Cena prvého zväzku je 350,- Sk.

**NOVÁ KNIHA
NEW BOOK**