

5/32/2000

ISSN 0369-2086

Mineralia Slovaca



P-T dráha exhumácie ultravysokotlakovo metamorfovaného peridotitu neďaleko Jakloviec na severe gemerika a na lokalite Skalka pri Sedliciach na sever od pruhu Branisko - Čierna hora

P-T path and exhumation of ultra-high pressure metamorphosed peridotite at Jaklovce on the north of Gemicum and on the locality Skalka at Sedlice northward of the zone Branisko - Čierna hora Mts. (Western Carpathians, Slovakia)

**Neotektonický charakter územia Slovenska
Neotectonic character of Slovakia**

**Polished stone industry from the Neolithic settlement site of Šarišské Michaľany (Eastern Slovakia)
Brúsená kamenná industria z neolitického sídliska Šarišské Michaľany (východné Slovensko)**

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne. Vydavateľ: Geocomplex, a. s., Bratislava. Sadzba v redakcii Mineralia Slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: Grafika, s. r. o., Košice.

Predplatné v roku 2000: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 80 Sk, študenti 40 Sk, organizácie 228,- Sk (+ 10 % DPH). Cena jednotlivého čísla je 38,- Sk (+ 10 % DPH), cena dvojčísła je 76,- Sk (+ 10 % DPH). Časopis možno objednať v redakcii.

Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii. Adresa redakcie: Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice. Telefón: 095/6437 846.

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geocomplex, a. s., Bratislava. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office Mineralia Slovaca.

Subscription for 2000 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscription can be sent Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia and SLOVART - G.T.G., Krupinská 4, P. O. Box 152, 852 99 Bratislava.

Advertising: Contact managing editor. Address of the Editorial office: Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia; Phone: ++ 421/95/6437 846.

© Geocomplex, a. s., Bratislava

Radvanec, M.

P-T dráha exhumácie ultravysokotlakovo metamorfovaného peridotitu neďaleko Jakloviec na severe gemerika a na lokalite Skalka pri Sedliciach na sever od pruhu Branisko – Čierna hora

P-T path and exhumation of ultra-high pressure metamorphosed peridotite at Jaklovce on the north of Gemericum and on the locality Skalka at Sedlice northward of the zone Branisko – Čierna hora Mts. (Western Carpathians, Slovakia) 439

Hók, J., Bielík, M., Kováč, P. & Šujan, M.

Neotektonický charakter územia Slovenska

Neotectonic character of Slovakia 459

Hovorka, D. & Šiška, S.

Polished stone industry from the Neolithic settlement site of Šarišské Michaľany (Eastern Slovakia)

Brúsená kamenná industria z neolitického sídliska Šarišské Michaľany (východné Slovensko) 471

Méres, Š., Ivan, P. & Hovorka, D.

Granatitko-pyroxenické metabazity a antigoritické serpentinity – dôkaz prítomnosti leptynitovo-amfibolitového komplexu v Branisku

Garnet-pyroxene metabasites and antigorite serpentinites – evidence of the leptyno-amphibolite complex in the Branisko Mts. (Tatric Unit, central Western Carpathians) 479

Huraiová, M.

Fugacita kyslíka v petrogenéze magmatických xenolitov

Oxygen fugacity in petrogenesis of magmatic xenoliths 487

Bakos, F., Chovan, M. & Michálek, J.

Minerálne zloženie hydrotermálnej Sb, Cu, Pb, Zn, As mineralizácie na SV od Magurky v Nízkych Tatrách

Mineralogy of hydrothermal Sb, Cu, Pb, Zn, As mineralization in NE of the Magurka deposit, Nízke Tatry Mts. 497

DISKUSIA/DISCUSSION

Kováčik, M.

K otázke vysokoželezitých rúl pri Kokave nad Rimavicou; diskusia k článku M. Radvanec (2000)

Metapelit, amfibolová bridlica a vznik magnetitovo-grafitovej mineralizácie vo veporiku pri Kokave nad Rimavicou

To the question of high-iron gneisses at Kokava nad Rimavicou; discussion to the article by M. Radvanec (2000)
Metapelite, amphibole schists and origin of magnetite-graphite mineralization in Veporic Unit near Kokava nad Rimavicou 507

Radvanec, M.

Odpoveď Dr. M. Kováčikovi na jeho: K otázke vysokoželezitých rúl pri Kokave nad Rimavicou

Answer to discussion by Dr. M. Kováčik: To the question of high-iron gneisses at Kokava nad Rimavicou 508

Dyda, M.

Pripomienky k štúdiu M. Radvanca (2000)

Metapelit, amfibolová bridlica a vznik magnetitovo-grafitovej mineralizácie vo veporiku pri Kokave nad Rimavicou

Remarks to study by M. Radvanec (2000)
Metapelite, amphibole schists and origin of magnetite-graphite mineralization in Veporic Unit near Kokava nad Rimavicou 512

Radvanec, M.

Odpoveď Dr. M. Dydovi na jeho pripomienky k štúdiu Metapelit, amfibolová bridlica a vznik magnetitovo-grafitovej mineralizácie vo veporiku pri Kokave nad Rimavicou

Answer to remarks by Dr. M. Dyda relating to study Metapelite, amphibole schists and origin of magnetite-graphite mineralization in Veporic Unit near Kokava nad Rimavicou 513

Geo-vestník

OBÁLKA: Nízke Tatry – Skalka (1980 m). Foto: J. Madarás, 1997.

COVER: Nízke Tatry Mts. – Skalka peak (1980 m). Photo by J. Madarás, 1997.



**Mineralia
Slovaca**

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií
Journal of the Slovak Geological Society and Slovak geological organizations

Vydáva Združenie Mineralia Slovaca
Published by Mineralia Slovaca Corporation

Vedúci redaktor – Chief editor

PAVOL GRECULA

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

REDAKČNÁ RADA – EDITORIAL BOARD

Predseda – Chairman

Michal Kaličiak

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra

Vladimír Bezák, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava

Miroslav Bielik, Geofyzikálny ústav SAV, Bratislava

Peter Hanas, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava

Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava

Pavel Hvozďara, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava

Juraj Janočko, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava

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 Michalik, Geologický ústav SAV, Bratislava

Milan Mišík, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava

Ladislav Novotný, Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves

Miroslav Pereszlényi, SPP-OZ VVNP, š. p., Bratislava

Peter Reichwalder, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava

Igor Rojkovič, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava

Dionýz Vass, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava

Ivan Vrubel, Geospektrum, s. r. o., Bratislava

Ján Zuberec, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava

REDAKCIA – EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie – Managing editor

Alena Wolfová

Redaktor – Editorial assistant

Mária Dryjová

Technické spracovanie – Production editor

Alena Wolfová

Jazykový redaktor – Lingual editor

Pavol Kušnir

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predseda – Chairman

Jozef Franzen

Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava

Členovia združenia – Members of the corporation

Geocomplex, a. s., Bratislava

Geohyco, a. s., Bratislava

Ingeo, a. s., Žilina

MŽP SR, Bratislava

Nafta, a. s., Gbely

Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves

SPP-OZ VVNP, š. p., Bratislava

Esprit, s. r. o., Banská Štiavnica

P-T dráha exhumácie ultravysokotlakovo metamorfovaného peridotitu neďaleko Jakloviec na severe gemerika a na lokalite Skalka pri Sedliciach na sever od pruhu Branisko – Čierna hora

MARTIN RADVANEČ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Markušovská cesta 1, 052 01 Spišská Nová Ves
radvanec@gsrscsnv.sk

(Doručené 15. 11. 1999, revidovaná verzia doručená 20. 9. 2000)

P-T path and exhumation of ultra-high pressure metamorphosed peridotite at Jaklovce on the north of Gemericum and on the locality Skalka at Sedlice northward of the zone Branisko – Čierna hora Mts. (Western Carpathians, Slovakia)

Crystallization and exhumation of the hanging wall metaperidotite has been reconstructed using mineralogical, petrologic and chemical research of metaperidotite. The exhumation took part in the cold type of subduction zone. The succession of events has been demonstrated in the case of different depth and time relations of metaperidotite evolution. Magmatic crystallization of peridotite (A stage) has undergone in the mantle edge below the continental crust on isotherm 1300–1200 °C. Peridotite has been then shrunk into the P-T conditions of ultra-high pressure metamorphism at boundary of coesite and quartz stability (B stage). The assemblage dolomite + coesite(?) – quartz originated in this stage on account of partly unstable Al-diopside (Di2) as a result of interaction of mantle CO₂ and diopside.

The primary minerals diopside and clinoenstatite bound in their structure Na ± K. These elements were liberated by melting of subducted material in the area of origin of Na ± K island arc magma type (Arc Magmatogenesis) in the depth of about 100 km. It is probable, that peridotite to metaperidotite has been transported to crystallization position of the A and B stages from much greater depth (more than 120 km).

The A and B stages of metaperidotite have been connected with the mantle flow at the edge of suspended continental plate. The mantle flow has been evoked by subduction of the lithospheric material. Retrograde eclogitization, hydration of metaperidotite (C stage) and interaction of metaperidotite with the colder fluid have followed in the area of continuing fluid depletion from the shifted plate. It was the stage of fluid, rich in K + Mn ± Na, interaction with olivine, Cr-Al-spinel and clinopyroxene on the isotherm 600 °C. The K + Mn ± Na in colder fluid is derived from subducted lithospheric plate. These elements in metaperidotite have been tied in serpentine minerals with K and Mn contents in spinel. Exhumation of metaperidotite between stages B and C started after longer time and its reason was the reversal movement of mantle towards the surface. It was the stage of ultra-high pressure eclogite facies on the onset of exhumation (B) and retrograde eclogite facies of the C stage. Exhumation with anticlockwise P-T path fluently continued in P-T equivalent of pumpellyite-actinolite facies on isotherm 350 °C, being connected with crystallization of chrysotile – lizardite and magnetite (D stage). Metaperidotite has been then placed into the accretion prism of Triassic and Jurassic sediments of Meliaticum as tectonic relict of serpentinized ultramafic rocks.

Key words: metaperidotite, hanging wall, ultra-high pressure metamorphism, anticlockwise P-T path, exhumation, Slovakia

Úvod

Alochtónne telesá metamorfovej plášťovej horniny metaperidotitu alebo metaultramafitu pri Jaklovciach a Sedliciach sú voči svojmu okoliu v tektonickej pozícii.

Na severnom okraji gemerika pri Jaklovciach sú ultramafity súčasťou tektonickej trosky triasu meliatika (Jacko in Polák, 1997) a tvoria niekoľko desiatok metrov veľké izolované telesá patriace medzi telesá severného pruhu mezozoika vnútorných Západných Karpát (Zlocha, 1977; Zlocha, 1980; Hovorka et al., 1985). Väčšina telies nevystupuje na povrch a ich pozíciu overili vrtý a banské práce. Tektonicky ohraničené sa vyskytujú v pieskovcovo-bridlíchnatom súvrství spodného triasu alebo na styku s nadložnými strednotriasovými karbonátmi (Zlocha,

1977, 1980). Lokálne sme pri ich mapovaní na povrchu zistili, že sú zavrásnené alebo vtačené priamo do mezozoického vápencu. Sedem telies metaperidotitu (ultramafitu) pri východnom a jv. okraji Jakloviec (Švabnica) a na Z od Jakloviec (upätie Kurtavej skaly) sú významne hydratované (80–100 % objemu) na lizarditovo-chryzotilové serpentinity s chloritom (Kamenický, 1957; Zlocha, 1977; Hovorka et al., 1985). Aj hydratácia rodingitu (ultramafit s granátom), ktorý tvorí v pôvodnom ultramafite xenolity, je skoro úplná. Serpentinizované afanitické formy metaperidotitu predstavujú serpentinizované dunity s vyšším obsahom spinelov, výskytom brucitu a s nižším obsahom chryzotilu. Serpentinizované harzburgity sú charakteristické prítomnosťou pseudomorfóz lizarditu po pôvodnom pyroxéne (Hovorka et al., 1985). Pôvodný ultramafit

tvoria tieto primárne minerály: homogénny relikť olivínu + ortoestatit(?) ($Mg/(Mg+Fe) = 90,7-91,3$) + Cpx (diopsid) obsahuje $Na_2O = 0-0,69$ % hmot. + spinel. Obsah Na a K sa v ortoestatite(?) neanalyzoval (Hovorka et al., 1985). Serpentinizáciu ultramafitu tvorí lizardit + + klinochryzotil + brucit + magnetit. Naloženú mladšiu metamorfogénnu asociáciu reprezentuje zelený Ca granát a pri mladšej generácii serpentinizácie sa predpokladá metamorfóza v alpínskom veku (Hovorka et al., 1985). Najmladšiu minerálnu asociáciu postserpentinizačného hydrotermálneho procesu tvorí mastenec + chryzotil + Fe-Cu sulfidy + magnetit + chromit + opál + Fe oxidy + kalcit + + dolomit + ílové minerály (Hovorka et al., 1985). V žilnej forme sa vyskytuje brucit + chryzotil + pikrolit + + hydromagnezit (Zlocha, 1980). V serpentinite sa zriedka vyskytuje chalkopyrit + pyrotín + sfalerit + galenit + + pentlandit + heazlewoodit + hematit a často pyrit + Cr-Al spinel + magnetit (Húrný in Zlocha, 1977). V rodingite sa zistili xenolity horniny, ktorú tvorí turmalín + kremeň + + Fe oxidy + živce + karbonáty + klinkozoisit (Zlocha, 1977).

Na lokalite Skalka pri Sedliciach je niekoľko sto metrov dlhé a asi 50–70 m vysoké na povrch vystupujúce a tektonikou ohraničené teleso klinopyroxenického peridotitu. Teleso je tektonickým reliktom, ktorý sa vyskytuje v konglomeráte vnútrokarpatského paleogénu (Gross in Polák, 1997). Interpretuje sa ako olistolit alebo ako súčasť povrchových mezozoických sekvencií (Hovorka et al., 1985). Pri mapovaní sme v okolí telesa nenašli horniny, podľa ktorých by bolo možno zaradiť tento ultramafit do mezozoika. Minerálna asociácia ultramafitu je: olivín ($Fo = 90,4-92,1$) + ortoestatit(?) ($Mg/(Mg+Fe) = 90,6-92,31$) + Cpx (diopsid), ktorý obsahuje 0,06–0,09 % hmot. Na_2O + chryzotil + lizardit + magnetit + + chromit + karbonát. Serpentinizácia peridotitu dosiahla asi 10 % objemu (Hovorka et al., 1985).

P-T podmienky vzniku ultramafitov alebo peridotitov boli odvodené od kryštalizácie diopsidu a ortoestatitu(?). Kryštalizácia tejto dvojice prebiehala pri tlaku 30 kbar a teplote 850–950 °C. Rudná mineralizácia vznikla postupne. Kryštalizácia chromitovej mineralizácie sa odhadla v počiatočnom gravitačnom magmatickom štádiu pri tlaku 15 kbar počas kryštalizácie peridotitu na rozhraní oceánskej kôry a pláštia na spodku ofiolitovej suity. Vznik sulfidickej mineralizácie sa predpokladá pri teplote 300 °C (Hovorka et al., 1985). Pri serpentinizácii peridotitu vznikol magnetit (Rojkovič, 1981). Vek minerálnych asociácií a štádií metamorfózy peridotitu sa doteraz ani na jednej z lokalít exaktne neurčil.

Odber vzoriek

Tri reprezentatívne vzorky metaperidotitu sme odobrali z malých hald po prieskumnej štôlni z telesa 1 na jv. okraji Jakloviec (vzorka J-3) a z hald (J-1, J-2) na Z od Jakloviec (teleso 2) z haldy po prieskumnej štôlni pod Kurtavou skalou (Zlocha, 1977; Zlocha, 1980). Reprezentatívne vzorky (Se-1, Se-2) z odkryvu na Skalke sme odobrali na sv. okraji Sedlíc. Petrologicky sme hodnotili variety metaperidotitu s obsahom serpentínových mine-

Tab. 1
Minerálne zloženie metaperidotitu od Jakloviec a Sedlíc
Mineral composition of metaperidotite from Jaklovce and Sedlice

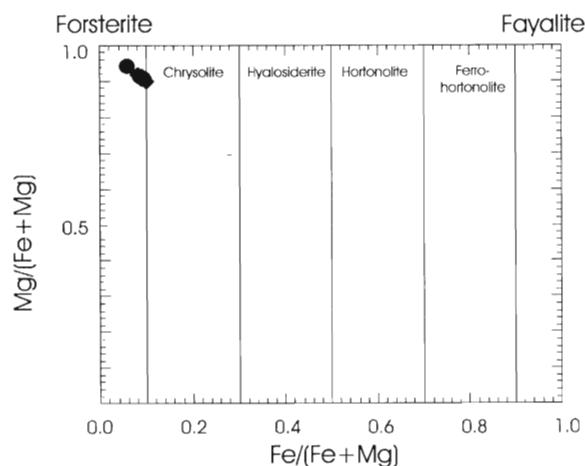
Minerál/Lokalita		Jaklovce	Sedlice
olivín (forsterit)	Ol	-----	-----
diopsid	Di	-----	-----
diopsid-augit	Di	-----	-----
klinostatit	cEn	Na -----	Na -----
dolomit	Dol	-----	-----
coesit	Coes	-----	-----
kremeň	Qtz	-----	-----
tremolit	Tr	-----	Na -----
Mg hornblend	Mg Hbl	-----	Na -----
chrómpicotit	Cr Spl	-----	-----
Mn spinel	Mn Spl	-----	-----
magnetit	Mag	-----	-----
uvarovit – andradit	Grt	-----	-----
antigorit	Atg	-----	-----
K serpentín	K Atg; K Ctl	K, Na -----	K, Na -----
chryzotil	Ctl	-----	-----
lizardit	Lz	-----	-----
pentlandit	NiS	-----	-----

Vysvetlivky: – Minerál sa vyskytuje zriedka; Na, K, Mn a Cr – významné prvky v mineráli
 Explanations: – Rare occurring mineral, Na, K, Mn and Cr – important elements in mineral

rálov od 10 do 30 %. Hodnotenú vzorky mali odlišný pomer olivínu a pyroxénu. Vo vzorke J-1 sa obsah olivínu rovná obsahu pyroxénu, vo vzorke J-2 pyroxén mierne prevláda nad olivínom a vo vzorke J-3 prevláda pyroxén nad olivínom. V oboch vzorkách zo Skalky pyroxén mierne prevláda nad olivínom (tab. 8).

Leštené výbrusy vzoriek sme študovali v odrazených elektrónoch a zistené minerály z oboch lokalít porovnávali kvantitatívnu chemickú analýzou (tab. 2, 3, 4, 5, 6, 7). Použili sme metódu EDS a WDS s prírodnými štandardmi pri kvantitatívnom stanovení chemického zloženia minerálov so ZAF korekciou. Spektrum prvkov sa zhodnotilo programom Kevex. Analýzy sa vykonali v stredisku mikrosondovej analýzy ŠGÚDŠ v Bratislave. Kvantitatívna analýza sa na chemický vzorec minerálu prepočítala programom Mipnet 2 (Mipnet Version 2.02, Copyright, 1989–1997). Týmto programom sme analýzy amfibolu prepočítali na štruktúrny vzorec s bilanciou Fe^{2+} podľa Leaka (1997). Analýzy pyroxénov sa prepočítali tým istým programom s rozložením analytickej chyby na všetky kationy (Morimoto, 1988). Skupina serpentinitu a chlorit sa rovnakým programom prepočítali na chemický vzorec pomocou OH skupiny s výpočtom chemicky viazanej vody v mineráli. Skratky minerálov sú vysvetlené v tab. 1.

Objemové analýzy z reprezentatívnych vzoriek metaperidotitu sme urobili v laboratórnom stredisku Geologickej služby v Spišskej Novej Vsi, v laboratóriu Českého geologického ústavu v Prahe a v laboratóriu Geologickej služby vo Fínsku (tab. 8). P-T podmienky metamorfózy metaperidotitu sa odvodili od metamorfických reakcií vypočítaných z bázy dát aktivít minerálov v danom kryštalizačnom systéme podľa Bermána (1987, obr. 15). Pomocou rôznej väzby Al v diopside (substitúcie CaTs), ktorý sa v štruk-



Obr. 1. Chemická klasifikácia olivínu z metaperidotitu. Krúžky – Sedlice, kosoštvorce – Jaklovce.

Fig. 1. Chemical classification of olivine from metaperidotite. Circles – Sedlice, rhombs – Jaklovce.

túre diopsidu viaže v závislosti od teploty, sme doplnili a spresnili P-T podmienky a štádia kryštalizácie diopsidu v metaperidotite (Gasparik, 1984). Pri konštrukcii P-T dráhy sa využil aj Cr-Al spinelovo-olivínový geotermometer podľa Sacka a Ghiorso (1991) a teplota rekryštalizácie metaperidotitu sa kontrolovala aj granátovým geotermometrom podľa Gangulyho (in Deer et al., 1997a).

Minerály metaperidotitu

Minerálne zloženie metaperidotitu z oboch lokalít je približne rovnaké (tab. 1). Olivín a klinopyroxény tvoria 60 až 70 % objemu horniny. Na rozdiel od Hovorku et al. (1985) sme v našich vzorkách zo sledovaných lokalít ortopyroxény alebo ich pseudomorfózy nezistili. Serpentinové minerály tvoria 10 až 30 a spinel + magnetit do 10 % objemu. Metaperidotit od Jakloviec lokálne obsahuje granát a od Sedlíc amfibol (tab. 1).

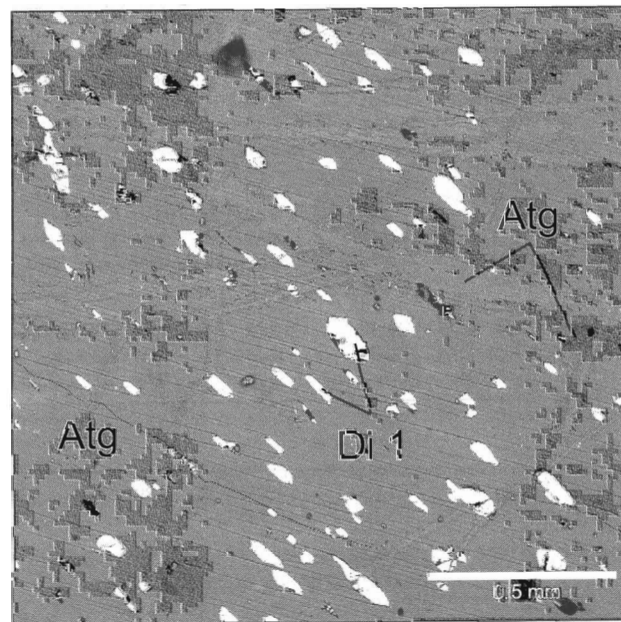
Olivín

Najstaršia forma pôvodne magmatického olivínu sa zachovala v sedlickom metaperidotite ako relikt. Ide o forsterit (Fo = 94 %), ktorý sa zachoval v podobe inklúzií len v Cr-Al spineli (obr. 1, tab. 2). Pôvodný magmatický olivín v jaklovskom metaperidotite kryštalizoval spolu s klinoenstatitom a Al diopsidom (Di1), ktorý v olivíne kryštalizoval vo forme oválnych exolučných lamiel pravdepodobne na začiatku metamorfózy peridotitu. Pri metamorfóze alebo hydratácii peridotitu sa táto najstaršia forma olivínu úplne zmenila na antigorit a pôvodná exolučná forma Al diopsidu ostala stabilnou fázou (obr. 2). Chemicky homogénny forsterit (Fo = 91 % v Sedliciach, 90–92 % v Jaklovciach) je na oboch lokalitách významnou zložkou metaperidotitu (objem 30–50 %) a je nasledujúcou generáciou olivínu, kryštalizujúcou na konci magmatického a subsolidového štádia a na

Tab. 2
Reprezentatívne analýzy olivínu
Representative analyses of olivine

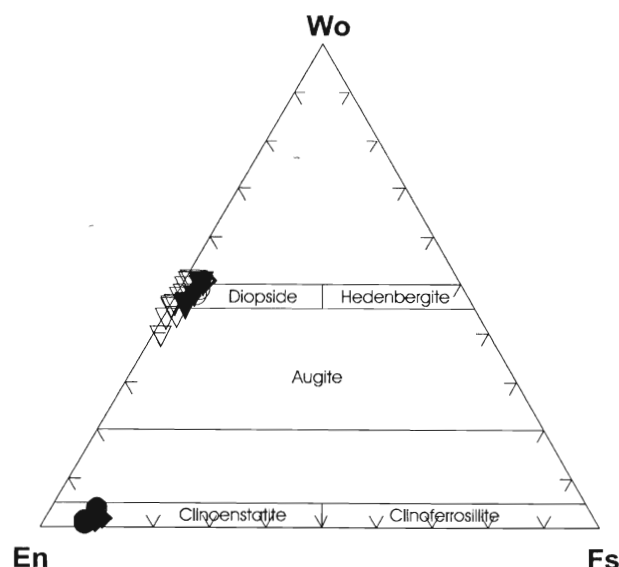
Lokalita	Jaklovce	Jaklovce	Sedlice	Sedlice
Minerál	Ol	Ol	Ol	Ol
Miesto	matrix	matrix	matrix	v CrSpl
Met. fác.	mag.-eklo.	mag.-eklo.	mag.-eklo.	magma
SiO ₂	40,53	40,70	40,21	39,72
Al ₂ O ₃	0,21	0,29	0,30	0,34
FeO	9,50	9,77	9,19	6,00
MnO	0,13	0	0	0
MgO	49,63	49,34	49,97	53,71
CaO	0,08	0	0	0
Spolu	100,08	100,10	99,67	99,77
Si	0,991	0,995	0,986	0,962
Al	0,006	0,008	0,009	0,010
Fe ²⁺	0,194	0,200	0,188	0,122
Mg	1,809	1,798	1,827	1,940
Mn	0,003	0	0	0
Ca	0,002	0	0	0
Σ	3,005	3,001	3,010	3,034

začiatku exhumácie peridotitu v P-T podmienkach eklogitovej fácie metamorfózy (obr. 1, tab. 2). Homogénny forsterit v týchto P-T podmienkach kryštalizoval na oboch lokalitách spolu s klinoenstatitom a diopsidom, resp. na lokalite Jaklovce s dvomi formami diopsidu (Di1, Di2, obr. 7, 9). Táto generácia forsteritu je zastúpená v hypidiomorfnej a alotriomorfnej forme a často



Obr. 2. Exolučné lamely najstaršieho Al diopsidu (Di1) v antigorite (Atg). Di1 pôvodne kryštalizoval s olivínom, ktorý bol v P-T podmienkach eklogitovej fácie metamorfózy hydratovaný na antigorit. Odrazené elektróny. Jaklovce. Analýzy sú v tab. 3 a 5.

Fig. 2. Exsolution lamellae of the oldest Al-diopside (Di1) in antigorite (Atg). Di1 originally crystallized with olivine, which was hydrated to antigorite during P-T conditions of eclogite facies. Backscattered electron image. Jaklovce. Analyses are in Tabs. 3 and 5.



tvorí agregáty s Cr-Al spinelom a klinopyroxénom (obr. 9).

Pyroxény

Metaperidotit obidvoch lokalít obsahuje klioenstatit a diopsid (Morimoto, 1988; obr. 3, tab. 3). Pri rovnakej teplote spolu s olivínom na obidvoch lokalitách kryštalizoval najstarší klinopyroxén metaperidotitu klioenstatit.

Obr. 3. Chemická klasifikácia klinopyroxénov z metaperidotitu v trojuholníkovom diagrame En-Wo-Fs (Morimoto, 1988). Plné krúžky – klioenstatit, Sedlice, prázdne krúžky – diopsid, Sedlice, plné kosoštvorce – klioenstatit, Jaklovce, prázdne kosoštvorce – najstarší diopsid (Di1), ktorý kryštalizoval s olivínom (obr. 2), Jaklovce, plné trojuholníky – mladší diopsid (Di2), v ktorom sa zistil coesit(?) - kremeň + dolomit, Jaklovce, prázdne trojuholníky – najmladší diopsid (Di3), Jaklovce. Podrobnejšie vysvetlivky sú pod obr. 4 a analýzy v tab. 3.

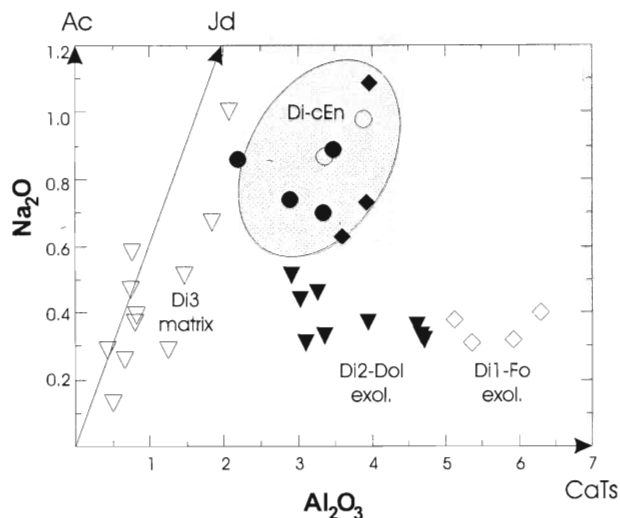
Fig. 3. Chemical classification of clinopyroxenes from metaperidotite in triangle diagram En-Wo-Fs (Morimoto, 1988). Full circles – clinoenstatite, Sedlice, empty circles – diopside, Sedlice, full rhombs – clinoenstatite, Jaklovce, empty rhombs – oldest diopside (Di1), which crystallized with olivine (Fig. 2), Jaklovce, full triangles – younger diopside (Di2), in which coesite(?) - quartz + dolomite have been found, Jaklovce, empty triangles – younger diopside (Di3), Jaklovce. More detail explanations are in Fig. 4 and analyses are in Tab. 3.

Vysoký obsah Na_2O ($\text{Na}_2\text{O} = 0,70\text{--}1,15\%$) je v klioenstatite pri Sedliciach približne rovnaký ako pri Jaklovciach ($\text{Na}_2\text{O} = 0,63\text{--}1,09\%$). Klioenstatit má na obidvoch lokalitách približne rovnaký aj obsah Al_2O_3 (2,19–3,47 v Sedliciach a 3,59–3,96 % v Jaklovciach; obr. 4, tab. 3). Vnútna kliváž v paralelných rezoch s osou c klioenstatitu má monoklinickú formu kombinácie uhla 45° a 120° . Je to alebo primárna mriežka, alebo rekryštalizovaná prestavba minerálu z ortopyroxenickéj (ortorombickej) do klinopyroxenickéj formy (obr. 5). Je možné, že pôvodný enstatit kryštalizoval vo forme ortoenstatitu spolu s olivínom a že súčasnú formu klioen-

Tab. 3
Reprezentatívna analýza pyroxénov a amfibolov
Representative analyses of pyroxenes and amphiboles

Lokalita Minerál Miesto Met. fác.	Jaklovce AlDi1 exolúcia mag.-eklo	Jaklovce AlDi2 exol. Dol eklogit	Jaklovce Aug-Di3 matrix eklogit	Jaklovce Di3 matrix eklogit	Jaklovce cEn matrix mag.-eklo	Sedlice cEn matrix mag.-eklo	Sedlice Di matrix eklogit	Sedlice Tr v cEn eklogit	Sedlice MgHbl v cEn eklogit
SiO_2	51,22	51,46	53,87	54,65	54,17	54,84	52,80	54,78	50,35
TiO_2	0,19	0	0	0	0	0	0	0	0
Al_2O_3	6,19	4,68	2,07	0,51	3,96	3,47	3,89	3,91	9,19
FeO^*	1,74	2,45	0,49	0,60	6,18	4,83	2,30	1,98	2,95
Cr_2O_3	0,91	1,04	0	0	0,70	0,65	1,21	0,80	1,40
MgO	16,75	16,33	20,93	18,16	32,84	35,33	16,59	23,33	20,02
CaO	22,37	24,48	22,08	26,45	0,86	0,79	22,82	11,82	13,42
Na_2O	0,39	0,33	1,00	0,13	1,09	0,89	0,98	1,11	1,67
K_2O	0	0,08	0,19	0,20	0,09	0	0,10	0,10	0,09
Spolu	99,79	100,85	100,63	100,70	99,89	100,80	100,69	97,03	97,69
O=	6	6	6	6	6	6	6	23	23
Si	1,854	1,852	1,894	1,958	1,857	1,848	1,895	7,515	6,935
Al^{IV}	0,146	0,148	0,086	0,022	0,143	0,138	0,105	0,485	1,065
Al^{VI}	0,117	0,050	0	0	0,017	0	0,059	0,146	0,426
Ti	0,005	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0,026	0,030	0	0	0,019	0,017	0,034	C 0,087	0,152
M1Fe^{3+}	0,019	0	0	0	0	0	0	C 0	0
M1Fe^{2+}	0	0,044	0	0,018	0	0	0,019	C 0	0,311
M1Mg	0,832	0,876	1,000	0,970	0,964	0,983	0,887	C 4,767	4,111
M2Mg	0,071	0	0,097	0	0,715	0,792	0	B 0,004	0
M2Fe^{2+}	0,034	0,029	0,014	0	0,177	0,136	0,050	B 0,227	0,029
Ca	0,867	0,944	0,832	1,015	0,032	0,029	0,877	B 1,737	1,981
Na	0,028	0,023	0,068	0,009	0,072	0,058	0,068	0,295	0,446
K	0	0,004	0,009	0,009	0,004	0	0,005	0,018	0,016
Σ	3,999	4,000	4,000	4,001	4,000	4,001	3,999	15,281	15,472

$\text{FeO}^* = \text{Fe celkový}/\text{FeO}^* = \text{Fe total}$



Obr. 4. Klasifikácia klinopyroxénov v diagrame $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (hmot. %, Hiramatsu a Hirajima, 1995). Prázdne kosoštvorce Di1-Fo – exolučné lamely Al diopsidu v antigorite, ktorý vznikol hydratáciou olivínu (Fo, obr. 2), Jaklovce, plné trojuholníky Di2-Dol – Al diopsid s dolomitom (Dol) a coesitom(?) – kremeňom (obr. 6), Jaklovce, Di1 a Di2 sú na substitučnom trende CaTs-Ca Tschermakovej substitúcie v pyroxéne. Prázdne trojuholníky – Di3 – najmladší diopsid až augit na Jd (jadeit) substitúcii v matrixe jaklovského metaperidotitu (obr. 5 a 7). Ac – akmitový substitučný trend, Di-cEn – pole klintoenstatitu a diopsidu, plné krúžky – klintoenstatit, Sedlice, prázdne krúžky – diopsid, Sedlice, kosoštvorce – klintoenstatit, Jaklovce. Reprezentatívne analýzy sú v tab. 3.

Fig. 4. Classification of clinopyroxenes in diagram $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (wt. %, Hiramatsu and Hirajima, 1995). Empty rhombs Di1-Fo – exsolution lamellae of Al-diopside in antigorite, which originated by hydration of olivine (Fo, Fig. 2), Jaklovce, full triangles Di2-Dol – Al-diopside with dolomite (Dol) and coesite (?) – quartz (Fig. 6), Jaklovce. Di1 and Di2 are on substitution trend CaTs-Ca of Tschermak substitution in pyroxene. Empty triangles – Di3 – youngest diopside to augite for Jd (jadeite) substitution in matrix of Jaklovce metaperidotite (Figs. 5 and 7). Ac – acmitic substitution trend. Di-cEn – field of clinoenstatite and diopside, full circles – clinoenstatite, Sedlice, empty circles – diopside, Sedlice, rhombs – clinoenstatite, Jaklovce. Representative analyses are in Tab. 3.

stitú spôsobila rekryštalizácia ortoenstatitu počas metamorfózy pri teplote 650–700 °C a tlaku do 70 kbar. Ortoenstatit pri takejto teplote rekryštalizuje na klintoenstatit (Berman, 1987; Gasparik, 1990).

Pri prestavbe pôvodného kryštálu ortoenstatitu na klintoenstatit by novotvar v novej štruktúre kryštálu nijaké Na neobsahoval. Pôvodný ortoenstatit by bol v peridotite isto kryštalizoval spolu s olivínom a vo svojej štruktúre by neviazal Na, lebo pri magmatickej kryštalizácii dvojice olivín a ortoenstatit sa v P-T podmienkach kryštalizácie peridotitu v plášti Zeme tento prvok nevyskytuje, a preto pôvodný ortoenstatit nemohol Na obsahovať. Reprezentatívne analýzy ortoenstatitu, ktoré kryštalizovali v Cr pyroxenite, pyroxenite, peridotite, plagioklasovom peridotite, sú preto bez obsahu $\text{Na}_2\text{O} = 0\text{--}0,11$ % hmot., priemer 0,06 (Deer et al., 1997b).

Vysoký obsah a homogénna distribúcia Na ($\text{Na}_2\text{O} = 0,70\text{--}1,15$ % v Sedliciach, $\text{Na}_2\text{O} = 0,63\text{--}1,09$ % v Jaklovciach) v štruktúre skúmaného klintoenstatitu na obidvoch lokalitách najsprávnejšie indikuje primárny klinopyroxén

bez premeny z „ortoformy“ na „klinofórmu“ (tab. 3, obr. 4). Je pravdepodobné, že klintoenstatit je pseudomorfózou P2/c z ultravysokotlakového klintohypersténu, ktorý je stabilný nad 60 kbar (Gasparik, 1990; Furukawa a Ogasawara, 1998; Zhang et al., 1998).

Al diopsid je druhá forma výskytu klinopyroxénu v metaperidotite obidvoch lokalít (tab. 3). Najstarší Al diopsid (Di1) pri Jaklovciach kryštalizoval spolu s klintoenstatitom a v podobe exolučných lamiel s najstarším olivínom, ktorý sa v metamorfóze zmenil na antigorit (obr. 2). Al diopsid (Di1) má vysoký obsah Al_2O_3 (5,12–6,19 %, CaTs = 1,75–4,91 %), ktorý sa v štruktúre diopsidu viazal pri teplote 800–1000 °C (Gasparik, 1984). Mladšia generácia Al diopsidu (Di2) pri Jaklovciach má nižší obsah Al_2O_3 (2,92–4,72 %, CaTs = 0–1,95 %), čo indikuje kryštalizáciu pod 800 °C. Pri Sedliciach je v metaperidotite iba jedna generácia Al diopsidu, ktorá je podľa obsahu Al_2O_3 (3,37–3,89 %, CaTs = 0) ekvivalentom mladšieho Al diopsidu (Di2) z metaperidotitu od Jakloviec (obr. 4). Al diopsid (Di2) z jaklovského metaperidotitu a Al diopsid z metaperidotitu pri Sedliciach majú odlišný, ale v tomto kryštalizačnom systéme ($\text{MgO} + \text{SiO}_2 + \text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3 \pm \text{FeO}$) vysoký obsah Na_2O (obr. 4, tab. 3).

Jaklovský Al diopsid (Di2) tvorí v matrixe chemicky homogénne a hypidiomorfne obmedzené zrná veľké do 2–3 mm, ktoré sú zmesou Al diopsidu (Di2) a metamorfogénneho rozpadu Al diopsidu na dolomit + coesit (?) a kremeň (obr. 6). V asociácii s klintoenstatitom má mladší Al diopsid (Di2) alotriomorfnú formu (obr. 5). Najmladšia forma Al diopsidu a diopsidu až augitu (Di3) sa zistila len v metaperidotite pri Jaklovciach (obr. 3). Tento diopsid kryštalizoval v teplotnom intervale metamorfózy metaperidotitu pod 600 °C, pretože neobsahuje Tschermakovu substitúciu (CaTs = 0, Gasparik, 1984). Kryštalizoval v matrixe a narastal v hypidiomorfnej forme ako mladší minerál na okraj K antigoritu a v jeho leme (obr. 5 a 6). Najmladší diopsid (Di3) je podľa Al-Na substitúcie na „jadeitovom“ substitučnom trende a vznikol v retrográdnej metamorfóze po kryštalizácii K antigoritu (Hiramatsu a Hirajima, 1995, obr. 4, 5).

Spinely a oxidy

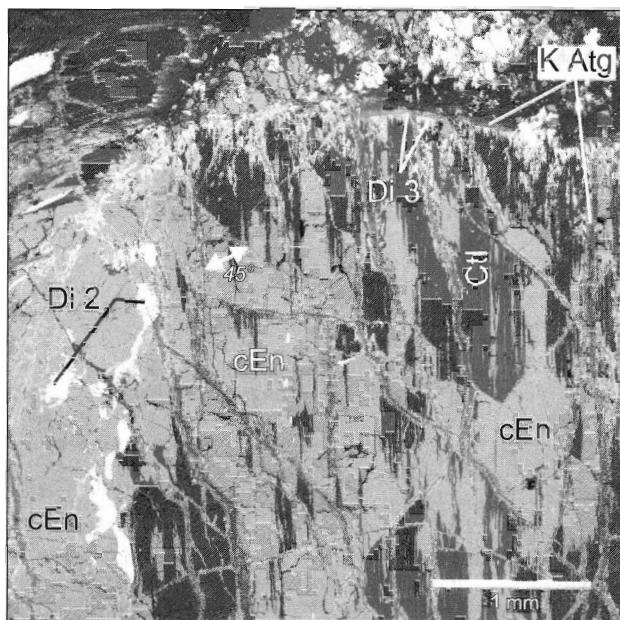
Na obidvoch lokalitách je najstarším spinelom idiomorfny a hypidiomorfny chrómpicotit (Cr-Al spinel), ktorý je na okraji resorbovaný mladším Mn spinelom s obsahom MnO 11,47–16,80 % (Jaklovce) a MnO 0,63–1,61 % (Sedlice, obr. 8 a 9). Najmladším okrajom Cr-Al spinelu je magnetit, ktorý kryštalizoval na resorpciou vzniknutom Mn spineli (obr. 8). V Jaklovciach Mn spinel v matrixe metaperidotitu kryštalizoval aj samostatne. Táto jeho forma (MnO 2,87–7,43 %) tvorí stred zrna, ktorý na okraji vždy lemuje najmladší magnetit (MnO 0,16–2,24 %). Podľa doteraz známej chemickej klasifikácie zistený Mn spinel patrí do substitučného radu magnoferrichromit – jakobsit – manganochromit (obr. 10, tab. 6). Podľa chemického zloženia je Mn spinel na substitučnom trende magnoferrichromit ($(\text{FeMg})(\text{CrFe}^{3+})_2\text{O}_4$ – manganoferrichromit (Mn)($\text{CrFe}^{3+})_2\text{O}_4$ (obr. 10).

Oxidácia Cr-Al spinelu na Mn spinel a magnetit prebiehala v dvoch štádiách. V prvom kryštalizoval stred Cr-Al spinelu v asociácii s Al diopsidom (Di1 a Di2) + + klnoenstatit + forsterit. Na konci tohto štádia kryštalizoval aj Cr granát (obr. 8). Druhé štádium oxidácie metaperidotitu reprezentuje lem Mn spinelu na okraji Cr-Al spinelu a v matrixe vykryštalizovaný stred Mn spinelu, ktorý kryštalizoval v asociácii antigorit + chryzotil + + lizardit + diopsid (Di3) + sulfidy. Na okraji Mn spinelu kryštalizoval magnetit (obr. 8 a 9). V druhom štádiu oxidácie sa v matrixe zistil spojitý kryštalizačný trend alebo prechod Mn spinelu od stredu zrna do magnetitu na jeho okraji (obr. 10 a 11, tab. 6). Kryštalizácia stredu (Cr-Al spinel) a okraja spinelu (Mn spinel) prebiehala pri nemišateľnosti roztokov s obsahom Cr + Al (chrómpicotit) s bilanciou Mn vo fluide (Mn spinel, obr. 10). Túto nemišateľnosť dobre vystihuje chemická klasifikácia analýz medzi koncovými členmi chrómpicotit – magnoferrichromit – jakobsit – manganochromit (obr. 10) alebo medzi koncovými členmi spinel – manganochromit – magnetit (obr. 11).

Skupina serpentínových minerálov

Zo skupiny serpentínových minerálov sme v metaperidotite obidvoch lokalít zistili antigorit a chryzotil. Pri Jaklovciach sme našli aj lizardit s obsahom Na (Na_2O 0–0,82 %), antigorit (KAtg) s obsahom K a Na (K_2O 0,84–3,42 % Na_2O 0,52–0,83 %) a chryzotil (KCtl) s obsahom K a Na (K_2O 4,05–4,23 %, Na_2O 0,48–0,93 %). V sedlickom metaperidotite sa vyskytuje aj antigorit (NaAtg) s obsahom Na (Na_2O 0,61–0,96 %) a aj chryzotil (NaCtl) tam lokálne obsahuje 1,13 % Na_2O (obr. 12, tab. 5).

Kryštalizačné formy serpentínových minerálov (Ctl, Atg, Lz) sú výsledkom postupnej premeny metaperidotitu (olivínu a klinopyroxénu) pri rozličnom tlaku a teplote v postupnosti antigorit ($\pm\text{K}$) – chryzotil ($\pm\text{K}$) – lizardit (obr. 2 a 8). V chemickom vzorci serpentínových minerálov a v chemickej klasifikácii bilancie Al a Si je postupná zmena tlaku vyjadrená postupnou zmenou substitúcie Si verus Al^{IV} od antigoritu ($\text{Si} = 2$, $\text{Al}^{\text{IV}} = 0$) cez chryzotil ($\text{Si} = 1,9$, $\text{Al}^{\text{VI}} = 0,1$ + $\text{Al}^{\text{IV}} = 0,1$) až po lizardit, ktorý nemá v štruktúrnom vzorci bilanciu Al^{VI} (Deer et al., 1992; obr. 12, tab. 5). Postupnosť kryštalizácie antigorit – chryzotil – lizardit vyjadruje aj postupnú zmenu teploty hydratácie alebo metamorfózy, keď antigorit kryštalizuje pri vyššej teplote ako chryzotil a lizardit (Wicks a Hanley in Bailey, 1988). Najstarším serpentínovým minerálom je K antigorit a K chryzotil, ktorý v metaperidotite vznikol ako pseudomorfóza po olivíne (obr. 7) alebo kryštalizoval ako pseudomorfóza vo forme lemu okolo a v trhlínach porfyroblastu klnoenstatitu a diopsidu (Di2). K chryzotil a K antigorit sú staršie ako najmladší diopsid (Di3), ktorý ich často obrastá (obr. 5 a 7). Na začiatku hydratácie jaklovského metaperidotitu kryštalizoval antigorit ako pseudomorfóza po olivíne, pričom koexistujúci najstarší diopsid (Di1) ostal po hydratácii stabilnou fázou metaperidotitu (obr. 2). Lizardit z tejto



Obr. 5. Premena klnoenstatitu (cEn) a Al diopsidu (Di2) na K antigorit (KAtg) s obsahom K do 3,4 % hmot. (obr. 12, tab. 5) a chryzotil (Ctl) v retrográdnej metamorfóze eklogitovej fácie a kryštalizácia najmladšieho diopsidu až augitu (Di3) na leme K antigoritu. Klnoenstatit (45°) je pravdepodobne pseudomorfózou klinopyroxénu P2/c po klnohypersténe, ktorý kryštalizoval v tlaku nad 60 kbar (pozri text). Jaklovce. Odrazené elektróny.

Fig. 5. Transformation of clinoenstatite (cEn) and Al-diopside (Di2) to K-antigorite (Katg) with K content to 3.4 wt. % (Fig. 12, Tab. 5) and chrysotile (Ctl) during retrograde metamorphism in eclogite facies and crystallization of youngest diopside to augite (Di3) on the rim of K-antigorite. Clinoenstatite (45°) is probably pseudomorph of clinopyroxene P2/c after clinohypersthene, which crystallized under pressure above 60 kbar (see text for explanation). Jaklovce. Backscattered electron image.

lokality kryštalizoval na konci metamorfózy spolu s magnetitom (obr. 8).

Granát

V jaklovskom metaperidotite tvorí granát drobné idiomorfne zrná veľké 0,2–0,05 mm (obr. 8). V matrixe je okolo spinelu často vo forme agregátu a uzavretý v zmesi antigorit + chryzotil + lizardit spolu s relikmi Al diopsidu (Di2). Zrná sú chemicky nehomogénne a hranice medzi chemickými nehomegenitami sú ostré, nie koncentrické. Nezriedka jednu časť zrna tvorí uvarovit, druhú andradit alebo je zrna sčasti uvarovitom až andraditom a sčasti andraditom (tab. 4). V agregáte sme zistili aj homogénne zrná andraditu, andraditu až uvarovitu alebo uvarovitu (obr. 13). Na jednotlivých zrnách sme nezistili pravidelnú chemickú zonálnosť od stredu po okraj zrna. Homogénny uvarovit sme našli len v podobe uzavreniny v okrajovej časti Cr-Al spinelu (tab. 5). Uvarovit až andradit kryštalizoval v závislosti od celkovej bilancie obsahu Cr a Fe^{3+} a od zmeny teploty metaperidotitu (Ganguly in Deer et al., 1997a). Granát kryštalizoval postupne spolu so všetkými formami spinelu od Cr-Al spinelu cez Mn spinel až po najmladší magnetit v závislosti od poklesu teploty

Tab. 4
Reprezentatívne analýzy granátu
Representative analyses of garnet

Lokalita Minerál Miesto Met. fácia	Jaklovce Grt v Cr Spl eklogit	Jaklovce Grt agregát eklogit	Jaklovce Grt agregát eklogit	Jaklovce Grt agregát eklogit
SiO ₂	31,80	33,14	36,17	35,58
TiO ₂	0,14	0	0,26	0
Al ₂ O ₃	3,84	5,07	1,03	1,25
Cr ₂ O ₃	20,22	17,46	7,63	0,15
FeO*	0,44	0,42	0,95	1,33
Fe ₂ O ₃ *	9,32	8,92	19,99	28,08
MnO	0,17	1,14	0	0
MgO	0,43	0	0,30	0,37
CaO	33,09	33,82	34,21	34,02
Na ₂ O	0,09	0	0	0
Spolu	99,54	99,97	100,54	100,78
O=	24	24	24	24
Si	5,290	5,458	5,996	5,906
Al ^{IV}	0,710	0,542	0,004	0,094
Al ^{VI}	0,042	0,441	0,197	0,150
Ti	0,018	0	0,032	0
Cr	2,656	2,271	0,999	0,020
Fe ³⁺	1,165	1,104	2,491	3,504
Fe ²⁺	0,061	0,058	0,131	0,185
Mn	0,024	0,159	0	0
Mg	0,107	0	0,074	0,092
Ca	5,898	5,967	6,076	6,050
Na	0,029	0	0	0
Σ	16,000	16,000	16,000	16,001

* prepočítané podľa Knowlesa/Recalculation after Knowles

v subsolidovom štádiu kryštalizácie a v retrográdnej metamorfóze. Najstaršia časť granátu je najbližšie ku koncovému členu uvarovitu s pomerom $Cr/(Cr+Fe^{3+}) = 0,5-0,7$. Tento granát kryštalizoval pri najvyššej teplote 900–1000 °C na hranici subsolida peridotitu spolu so stredom Cr-Al spinelu (chrómpicotit), ktorý má tento pomer v rozsahu 0,84–0,96 (obr. 13). Mladší je nižšieplotný ($T = 600-800$ °C) kryštalizačný rad uvarovit – andradit, ktorý má pomer 0,34–0,6. Táto hodnota má ekvivalent v Mn spineli $Cr/(Cr+Fe^{3+}) = 0,1-0,4$. V tomto granáte je aj vysoký obsah MnO, a to 1,14 % (tab. 4). Pri najnižšej teplote 400 ± 100 °C kryštalizovala koexistujúca dvojica andradit s pomerom v rozsahu 0–0,1 a magnetit 0–0,06, keď už v metaperidotite chýbal chemicky neviazaný Cr (obr. 13). Pri Sedliciach sa granát v metaperidotite nezistil.

Amfiboly a chlorit

Amfibol zo substitučného radu tremolit – Mg hornblend (Leake, 1997) lokálne nahrádza klioenstatit v metaperidotite pri Sedliciach. Štruktúra tremolitu a Mg hornblendu viaže vysoký obsah Na₂O (1,11–1,67 %; tab. 3). Tremolit zatlača klioenstatit, preto predpokladáme, že vznikol podľa reakcie $Tr = 2Di + 1,5En + Qtz + H_2O$ (Welch a Pawley, 1991). V jaklovskom metaperidotite sme amfiboly nenašli, ale na okraji magnetitu a na vonkajšom okraji Al diopsidu (Di2) sa zistil chlorit s pomerom $Fe/(Fe+Mg) = 0,21$ a vysokou bilanciou Cr 0,29.

Tab. 5
Reprezentatívne analýzy serpentínových minerálov a chloritu
Representative analyses of serpentine minerals and chlorite

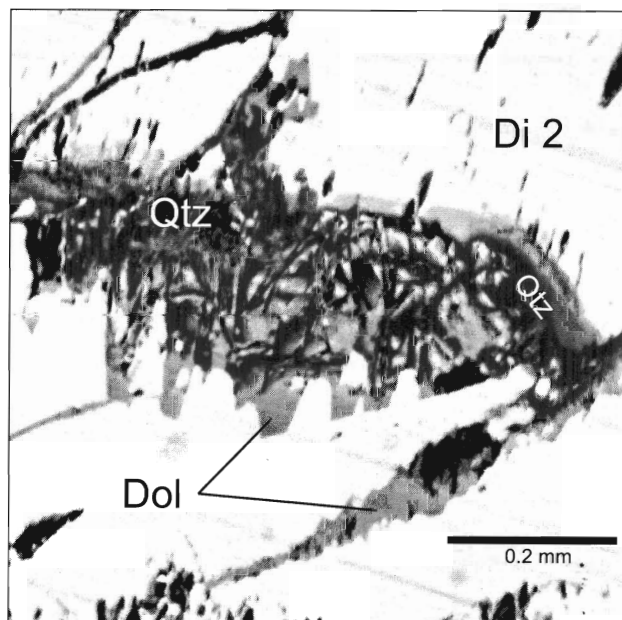
Lokalita Minerál Miesto Met. fácia	Jaklovce Atg matrix eklogit	Sedlice Atg matrix eklogit	Jaklovce Lz okraj Cpx eklogit	Jaklovce CtI matrix act-pmp	Sedlice CtI v Ol act-pmp	Jaklovce K CtI okraj Cpx eklogit	Jaklovce K Atg okraj Cpx eklogit	Jaklovce Chl okraj eklogit	Jaklovce Chl trhlina eklogit
SiO ₂	42,73	42,95	40,46	40,92	42,30	40,15	41,63	29,32	33,99
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	1,13	0,66	1,63	2,13	0,75	4,17	3,40	17,26	8,85
Cr ₂ O ₃	0,26	0	1,14	1,40	0	0,73	0,44	1,86	5,80
FeO*	1,05	2,00	3,08	1,82	4,20	3,90	3,07	12,31	3,31
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0,20	0
MgO	41,31	40,31	41,10	41,07	38,64	33,28	29,67	26,13	33,48
CaO	0	0	0	0,08	0	0,39	6,68	1,03	1,02
Na ₂ O	0	0,95	0	0	1,13	0,58	0,83	0,34	0,53
K ₂ O	0	0	0	0	0	4,22	2,28	0	0
H ₂ O	12,87	12,82	12,77	12,86	12,69	12,43	12,50	12,19	12,41
Spolu	99,35	99,69	100,18	100,28	99,71	99,85	100,50	100,64	99,39
O=	9	9	9	9	9	9	9	36	36
Si	2,002	2,000	1,888	1,905	1,986	1,937	1,996	5,772	6,572
Al ^{IV}	0	0	0,090	0,095	0,014	0,063	0,004	2,228	1,428
Al ^{VI}	0,062	0,036	0	0,022	0,028	0,174	0,188	1,774	0,588
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0,010	0	0,042	0,052	0	0,028	0,017	0,289	0,886
Fe ²⁺	0,041	0,078	0,120	0,071	0,165	0,157	0,123	2,026	0,536
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0,034	0
Mg	2,885	2,799	2,860	2,851	2,705	2,393	2,121	7,670	9,652
Ca	0	0	0	0,004	0	0,021	0,342	0,217	0,212
Na	0	0,086	0	0	0,102	0,054	0,078	0,131	0,198
K	0	0	0	0	0	0,260	0,139	0	0
Σ	5,000	4,999	5,000	5,000	5,000	5,087	5,008	20,141	20,072
OH	4,025	3,988	3,979	3,999	3,977	4,000	4,000	16	16

FeO* = Fe celkové/FeO* = Fe total

Tab. 6
Reprezentatívne analýzy spinelu a magnetitu v metaperidotite
Representative analyses of spinel and magnetite in metaperidotite

Lokalita	Jaklovce	Jaklovce	Jaklovce	Jaklovce	Sedlice	Sedlice	Sedlice	Jaklovce	Jaklovce	Jaklovce
Minerál	CrSpl	MnSpl	MnSpl	MnSpl	CrSpl	MnSpl	Spl-Mag	MnSpl	MnSpl	MnSpl
Miesto	spolu Grt	spolu Grt	s Mag	s Mag	Ol+Cpx	s Mag	Ol+Cpx	matrix	matrix	matrix
Miesto	stred	okraj	okraj	okraj	stred	okraj	trhlina	stred-max.	stred-min.	stred-min.
Met. fácia	mag.-eklo	eklogit	eklogit	eklogit	mag.-eklo	eklogit	act-mp	eklogit	eklogit	act-mp
SiO ₂	0	0	1,09	5,30	0	0,24	2,07	5,12	2,42	0
TiO ₂	0,17	0,78	0,9	0,35	0,16	0,33	0,18	0,59	0,27	0,22
Al ₂ O ₃	30,01	0	0,2	3,10	33,22	1,98	4,54	3,87	0,10	0
Cr ₂ O ₃	37,48	20,58	20,60	18,72	34,32	26,87	12,88	22,47	10,55	1,45
FeO*	13,38	13,88	11,27	9,4	14,71	29,25	25,97	12,48	24,84	30,39
Fe ₂ O ₃ *	3,68	47,72	46,33	44,60	3,06	39,00	50,65	39,52	56,52	67,46
MnO	0,89	15,35	16,38	11,68	0	1,63	0,63	7,61	3,30	0,48
MgO	14,40	0,93	2,23	7,36	14,58	0,50	3,65	7,86	2,05	0
CaO	0,08	0,37	0	0	0	0	0	0,20	0,27	0,15
Spolu	100,09	99,61	99,00	100,51	100,05	99,80	100,57	99,71	100,32	100,15
O=	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Si	0	0	0,041	0,184	0	0,009	0,074	0,178	0,090	0
Al	1,046	0	0,009	0,127	1,143	0,087	0,192	0,158	0,005	0
Ti	0,004	0,021	0,025	0,009	0,004	0,009	0,005	0,015	0,008	0,006
Cr	0,876	0,617	0,612	0,514	0,792	0,796	0,365	0,616	0,311	0,044
Fe ²⁺	0,331	0,440	0,355	0,273	0,359	0,917	0,780	0,363	0,774	0,978
Fe ³⁺	0,082	1,361	1,311	1,166	0,067	1,101	1,368	1,032	1,584	1,950
Mn	0,022	0,493	0,522	0,344	0	0,052	0,019	0,224	0,104	0,016
Mg	0,636	0,053	0,125	0,382	0,635	0,028	0,196	0,407	0,114	0
Ca	0,003	0,015	0	0	0	0	0	0,007	0,011	0,006
Σ	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	2,999	2,999	3,000	3,001	3,000

FeO* a Fe₂O₃ vypočítané podľa chemického vzorca/FeO* and Fe₂O₃ calculated according to chemical formula



V trhlínach Al diopsidu (Di2) sa identifikoval starší Mg chlorit s pomerom 0,05 a ešte vyššou bilanciou Cr 0,89. Podľa chemickej klasifikácie Fe²⁺ + Fe³⁺ verzus Si patrí chlorit do poľa diabantitu – klinochloru – peninitu (tab. 5). Klinochlor je stabilný v podmienkach vrchného plášťa a v poli spinelového peridotitu pod teplotou 900 °C (Jen-

Obf. 6. Rozpad nestabilného Al diopsidu (Di2) na coesit–kremeň (Qtz) + dolomit (Dol) podľa reakcie $Di + 2CO_2 = Dol + 2Coes-Qtz$. Rozpad je na hranici stability kremeňa a coesitu (Qtz) v ultravysokotlakovej metamorfóze eklogitovej fácie (obr. 15). Ostré uhly a mozaikovitú usporiadanie Qtz indikujú monoklinickú formu coesitu a pseudomorfózu na kremeň v retrográdnej metamorfóze eklogitovej fácie. Odrazené elektróny. Jaklovce.

Fig. 6. Decomposition of unstable Al-diopside (Di2) to coesite-quartz (Qtz) + dolomite (Dol) according to the reaction $Di + 2CO_2 = Dol + 2Coes-Qtz$. Decomposition realizes on boundary of stability of quartz and coesite (Qtz) in ultra-high pressure metamorphism of eclogite facies (Fig. 15). Sharp angles and mosaic arrangement of Qtz indicate monoclinic form of coesite and pseudomorphism to quartz in retrograde metamorphism of eclogite facies. Backscattered electron image. Jaklovce.

kins in Goto a Tatsumi, 1990) a vznikol podľa reakcie $MgChl = 2Spl + 2Fo + 2En + 8H_2O$ (Goto a Tatsumi, 1990). Amfibol a Mg chlorit kryštalizovali v metaperidotite pred kryštalizáciou chryzotilu a lizarditu.

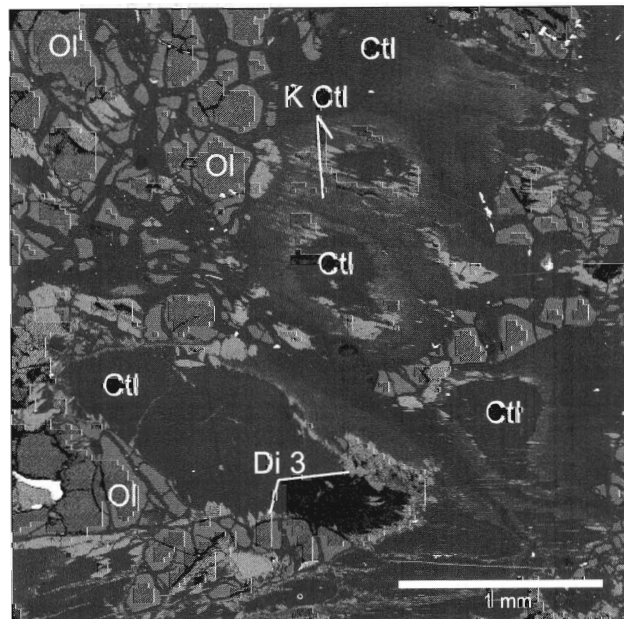
Karbonáty a sulfidy

Dolomit a kryštalizačná zmes dolomitu a kalcitu v metaperidotite obidvoch lokalít netvoria žilky sú v idiomorfnej a hipidiomorfnej forme (tab. 7). Staršia forma dolomitu z metaperidotitu pri Jaklovciach tvorí rozpadovú zmes minerálov dolomitu a coesitu(?) – kremeňa, ktorá vznikla rozpadom Al diopsidu (Di2) v ultravysokotlakovej metamorfóze podľa reakcie $Di + 2CO_2 = Dol + 2Coes-Qtz$ (obr. 6; Berman, 1987). Tento dolomit Mn neobsahuje.

Tab. 7
Reprezentatívne analýzy karbonátov z metaperidotitu
Representative analyses of carbonates from metaperidotite

Lokalita	Jaklovce	Jaklovce	Sedlice
Minerál	Dol	Dol+Cal	Dol
Miesto	v Di2	okraj Di2	v serpent.
Met. fácia	eklogit	eklogit	eklogit
FeO	0,22	0,47	0,66
MnO	0	3,16	1,44
MgO	19,77	7,06	16,68
CaO	32,42	44,68	34,37
CO ₂ *	47,09	44,83	46,65
Spolu	99,50	100,20	99,80
Fe	0,003	0,006	0,009
Mn	0	0,034	0,016
Mg	0,468	0,172	0,414
Ca	0,551	0,782	0,613
Σ	1,022	1,000	1,052

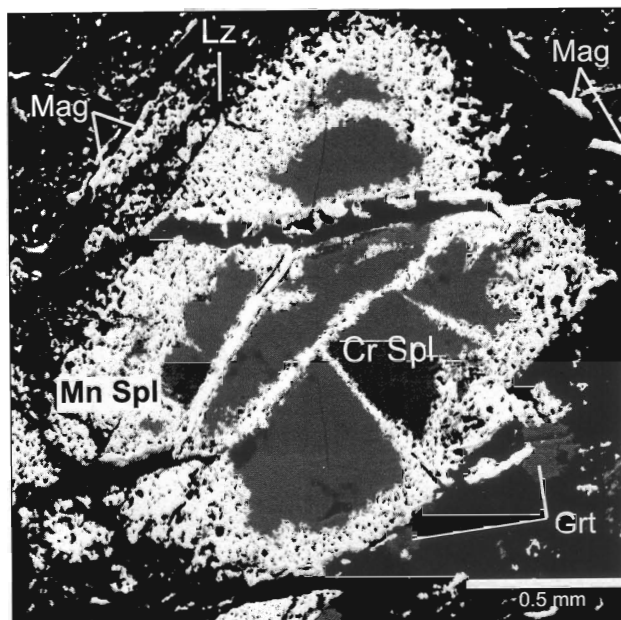
CO₂* vypočítané z chemického vzorca/CO₂* is calculated from chemical formula



Obr. 7. Vzťah olivínu (Ol), K chryzotilu (KCtl), chryzotilu (Ctl) bez obsahu K a diopsidu – augitu (Di3) v matrixe metaperidotitu od Jakloviec. KCtl obsahuje K do 4,2 % hmot. (obr. 12, tab. 5). Odrazené elektróny.

Fig. 7. Relation of olivine (Ol), K-chrysotile (KCtl), chrysotile (Ctl) without K content and diopside-augite (Di3) in matrix of metaperidotite from Jaklovce. KCtl contains K to 4.2 wt. % (Fig. 12, Tab. 5). Backscattered electron image.

Z toho vychodí, že sa Mn pri ultravysokotlakovej metamorfóze nevyskytoval (tab. 7). Mladšia zmes dolomitu a kalcitu na vonkajšom okraji diopsidu (Di2) kryštalizovala na styku s matrixom už s obsahom MnO 3,16 %. Mn sa pri rekryštalizácii metaperidotitu viazal nielen v mladšej generácii dolomitu, ale aj v Mn spineli a v granáte (tab. 7, 6).



Obr. 8. Resorpcia okraja Cr-Al spinelu (CrSpl, chromicit) na Mn spinel (MnSpl, manganoferrichromit – jakobsit) a magnetit (Mag). Cr-Al spinel kryštalizoval spolu s granátom (Grt, uvar.–andr.). Lizardit (Lz) a magnetit kryštalizovali na konci retrográdnej metamorfózy v oblasti P-T podmienok ekvivalentu pumpellyitovo-aktinolitovej fácie (obr. 15). Odrazené elektróny. Lokalita Jaklovce. Analýzy sú v tab. 6 a 4.

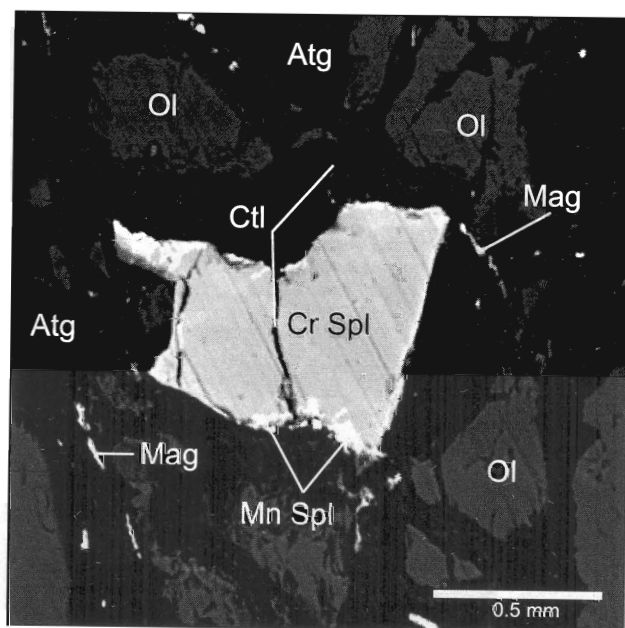
Fig. 8. Replacement of Cr-Al-spinel (CrSpl, chromicite) rim to Mn-spinel (MnSpl, manganoferrichromite-jacobsite) and magnetite (Mag). Cr-Al-spinel crystallized together with garnet (Grt, uvar.–andr.). Lizardite (Lz) and magnetite crystallized at the end of retrograde metamorphism in the field of P-T conditions corresponding to pumpellyite-actinolite facies (Fig. 15). Backscattered electron image. Jaklovce locality. Analyses are in Tabs. 6 and 4.

V sedlickom metaperidotite sa zistila len jedna generácia dolomitu s obsahom 1,44 % MnO. Dolomit je v idiomorfnej, klencovej forme do 1 mm v asociácii s olivínom, klinkenstatitom a diopsidom. V matrixe horniny je na okraji žiliek chryzotilu a antigoritu vo forme idiomorfnych vtrúsenín.

Oválne 0,2 mm veľké zrná sulfidu ($\text{Fe}_{5,26}\text{Ni}_{7,82}\text{S}_{13,08}$) z radu pentlandit ($\text{Fe, Ni}_9\text{S}_8$ – heazlewoodit $\text{Ni}_{18}\text{S}_{12}$) sa zistili v jaklovskom metaperidotite. Sulfid sa vyskytuje v asociácii s olivínom, klinkenstatitom a diopsidom.

P-T dráha metamorfózy a exhumácie peridotitu

Sedlický a jaklovský metaperidotit má rovnaké minerálne zloženie (tab. 1) a v ňom zistené minerály aj rovnaké chemické zloženie (tab. 2, 3, 5, 6 a 7). Mineralogickým výskumom sa zistilo, že jaklovský a sedlický metaperidotit je tá istá hornina nielen v protolitovom (peridotit), ale aj v metamorfnom štádiu, lebo v obidvoch porovnávaných vzorkách metaperidotitu sa v metamorfogénnych mineráloch viazali rovnaké prvky (Na, K a Mn). Na obidvoch lokalitách je okraj Cr-Al spinelu resorbovaný postupne na Mn spinel až magnetit (obr. 8 a 9). Dolomit a zmes dolomitu a kalcitu s obsahom Mn sa zistila



Obr. 9. Premena olivínu (Ol) na antigorit (Atg) a resorpcia okraja Cr-Al spinelu (CrSpl, chrómpicotit) na Mn spinel (MnSpl, manganoferrichromit – jakobsit) v retrográdnej metamorfóze eklogitovej fácie. Chryzotil (Ctl) kryštalizoval na konci retrográdnej metamorfózy v oblasti P-T podmienok ekvivalentu pumpellyitovo-aktinolitovej fácie (obr. 15). Odrazené elektróny. Lokalita Sedlice. Analýzy sú v tab. 6.

Fig. 9. Change of olivine (Ol) to antigorite (Atg) and replacement of Cr-Al-spinel (CrSpl, chropicote) to Mn-spinel (MnSpl, manganoferrichromite – jacobsite) in retrograde metamorphism of eclogite facies. Chrysotile (Ctl) crystallized at the end of retrograde metamorphism during P-T conditions corresponding to pumpellyite-actinolite facies (Fig. 15). Backscattered electron image. Sedlice locality. Analyses are in Tab. 6.

v asociácii s olivínom, klinkoenstatitom a diopsidom. Na začiatku hydratácie alebo metamorfózy peridotitu sa v serpentínových mineráloch viazalo významné množstvo K a Na (obr. 12), ktoré sa pred hydratáciou metaperidotitu na obidvoch lokalitách viazali v štruktúre všetkých foriem diopsidu a klinkoenstatitu (obr. 4, tab. 3). Mineralogický výskum zistil dominantný vplyv metamorfózy pri vzniku minerálnej asociácie metaperidotitu, ktorý v závislosti od zmeny tlaku a teploty pri exhumácii na povrch prekonal štyri štádiá (A, B, C a D) formovania (obr. 15).

A. Magmatické a subsolidové štádium peridotitu

Minerálna asociácia olivín (Fo) + klinkoenstatit + Al diopsid (Di1) ± Cr-Al spinel (chrómpicotit) je výsledkom frakčnej kryštalizácie plášta v magmatickom a subsolidovom štádiu peridotitu. Podľa rozdelenia podielu alebo frakcionácie Fe a Mg pri kryštalizácii olivínu a klinopyroxénu sa spočítala teplota koexistujúcej dvojice klinopyroxén (cEn, Di1, Di2 a Di3) a olivín (Fo). Vyjadrením väzby a rozdelenia bilancie Fe a Mg je pomer $Fe/(Fe+Mg)$. Hodnota tohto pomeru sa zistila experimentom pri rozličnej teplote v olivíne a klinopyroxéne a závisí od teploty ich súčasnej kryštalizácie (Mori, 1976;

Hiramatsu a Hirajima, 1995). V klinkoenstatite má pomer hodnotu 0,07–0,09 (Sedlice) a 0,09–0,1 (Jaklovce). Olivín má hodnoty 0,06–0,09 (Sedlice) a 0,08–0,1 (Jaklovce). Z porovnania týchto hodnôt s experimentom tavenia a nasledujúcej kryštalizácie dvojice olivín + klinopyroxén vychádza, že v štádiu A olivín a klinkoenstatit kryštalizovali pri teplote 1150–1300 °C (Mori, 1976; Hiramatsu a Hirajima, 1995). Hodnota $Fe/(Fe+Mg)$ je v jaklovskom Al diopside (Di1) 0,05–0,08 a v sedlickom 0,07, čo v jaklovskom peridotite zodpovedá teplote kryštalizácie dvojice olivín + Al diopsid (Di1) 800–900 °C. V sedlickom peridotite táto dvojica kryštalizovala pri teplote pod 1150 °C a v jaklovskom metaperidotite sa rovnaká teplota kryštalizácie odvodila z obsahu CaTs = 4,91 % v časti Al diopsidu (Di1), ktorý podľa tohto obsahu kryštalizoval pri teplote 1150 °C (Gasparik, 1984; obr. 15).

Kryštalizácia idiomorfného dolomitu v matrixe horniny v asociácii s olivínom, klinkoenstatitom a Al diopsidom (Di1) poukazuje na prítomnosť CO_2 v kryštalizačnom systéme $MgO - SiO_2 - Al_2O_3 - CaO$ na konci magmatického štádia a v subsolidovom štádiu. Kryštalizácia tohto systému do minerálnej asociácie olivín (Fo) + enstatit (cEn) + Al diopsidu (Di1) prebiehala na hranici reakcie $2Fo + Di + 2CO_2 = Dol + 4En$ pri teplote 1150–1300 °C a tlaku 25–31 kbar v štádiu A (obr. 15).

B. Ultravysokotlaková metamorfóza peridotitu vo vrchole metamorfózy a na hranici stability kremeňa a coesitu

Vrchol metamorfózy metaperidotitu je v priesečníku reakcie $Di + 2CO_2 = Dol + 2Coes-Qtz$ a hranice stability coesitu a kremeňa, kde sa Al diopsid (Di2) čiastočne rozpadol na dolomit a kremeň alebo coesit (Jaklovce, obr. 6). Pseudomorfóza coesitu v zmesi s dolomitom je v podobe rozpadovej textúry uzavretá v Al diopside (Di2). Výskyt pôvodného coesitu predpokladáme na základe hypidiomorfnej formy SiO_2 , pri ktorej prevládajú ostré uhly, charakteristické pre monoklinickú formu SiO_2 – coesit (obr. 6). Ďalším znakom vrcholu metamorfózy v štádiu B je kryštalizácia tremolitu – Mg hornblendu na úkor enstatitu podľa reakcie $6En + 5Di + 2H_2O + 2CO_2 = Dol + Tr$ (Sedlice) a vznik asociácie dolomit + enstatit + granát podľa reakcie $2Spl + 7Di + 2CO_2 = Dol + 8En + 2Gross$ (Jaklovce). Táto reakcia reálne prebieha až od hranice stability coesitu a v poli stability coesitu (obr. 15). Vo vrchole metamorfózy kryštalizuje zvyšok Al diopsidu (Di1), malé množstvo stredov (nukleí) Cr-Al spinelu (chrómpicotit), Al diopsid (Di2), uvarovit, enstatit a dolomit spolu s kremeňom alebo coesitom? **Hodnota** $Fe/(Fe+Mg)$ je v jaklovskom Al diopside (Di1) v rozsahu 0,05–0,08 a rovnakú hodnotu 0,05–0,08 má aj Al diopsid (Di2), čo s koexistujúcim olivínom zodpovedá teplote kryštalizácie tejto dvojice 800–900 °C (Kunugiza et al., 1986). Hodnoty CaTs = 0–1,95 % indikuje, že časť Al diopsidu (Di2) kryštalizovala pri teplote 700–800 °C (Gasparik, 1984) na začiatku retrográdnej metamorfózy. Teplotný a tlakový vrchol metamorfózy metaperidotitu v štádiu B je v oblasti teploty 850–1000 °C a tlaku v intervale 26–30 kbar (obr. 15).

Tab. 8
Objemové analýzy metaperidotitu od Jakloviec a Sedlice
Bulk analyses of metaperidotite from Jaklovce and Sedlice

Vzorka Lokalita Pomer Ol a Cpx	J-1 Jaklovce Cpx = Ol	J-2 Jaklovce Cpx ≥ Ol	J-3 Jaklovce Cpx > Ol	Se-1 Sedlice Cpx > Ol	Se-2 Sedlice Cpx > Ol
SiO ₂	40,45	37,63	39,49	41,72	42,12
TiO ₂	0,006	0,013	0,021	0,009	0,016
Al ₂ O ₃	0,40	0,85	1,12	0,75	1,28
FeO (titračne)	0,59	0,73	0,94	3,23	1,78
Fe ₂ O ₃	5,45	5,87	5,76	4,38	5,26
MnO	0,109	0,121	0,146	0,108	0,091
MgO	39,41	40,82	38,25	39,54	36,98
CaO	0,27	0,58	1,14	1,26	0,60
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na ₂ O	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,01
K ₂ O	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
S (spolu)	0,03	0,16	0,03	0,02	<0,01
Strata žih.	12,86	12,84	12,51	8,14	11,24
H ₂ O	1,72	1,32	1,35	1,51	2,29
Spolu (hmot. %)	101,34	100,97	100,80	100,72	101,71
Ni (ppm)	2361	2081	2262	2245	1973
Cr (ppm)	2385	2766	2530	2111	2256
Co (ppm)	95	87	93	95	85
Cu (ppm)	12	7	13	9	10
Au (ppb)	<0,50	0,60	<0,50	<0,50	<0,50
Ir (ppb)	3,40* 4,37	3,30* 3,48	2,90* 3,60	3,60* 4,65	2,50* 3,75
Os (ppb)	4,28	4,45	3,52	5,17	2,34
Pd (ppb)	2,90* 3,70	3,70* 2,91	2,80* 2,77	5,60* 4,68	3,30* 4,30
Pt (ppb)	10,00* 7,22	10,00* 4,91	7,00* 6,54	13,00* 6,19	10,00* 6,68
Rh (ppb)	1,20* 1,41	0,90* 1,09	1,00* 1,33	1,50* 1,44	1,20* 1,20
Ru (ppb)	<2,00* 7,48	2,00* 6,55	<2,00* 7,32	<2,00* 8,65	<2,00* 6,64

Vysvetlivky: Obsah Ir, Pd a Rh s hviezdíčkou (*) sa meral metódou ICP-MS, obsah Pt, Ru s hviezdíčkou (*) GFAAS (Český geologický ústav Praha) a ostatné prvky skupiny PGE metódou ICP-MS s použitím NiS (Geologická služba Fínska). Obsah ostatných prvkov sa stanovil v laboratórnom stre-
disku ŠGÚDŠ v Spišskej Novej Vsi.

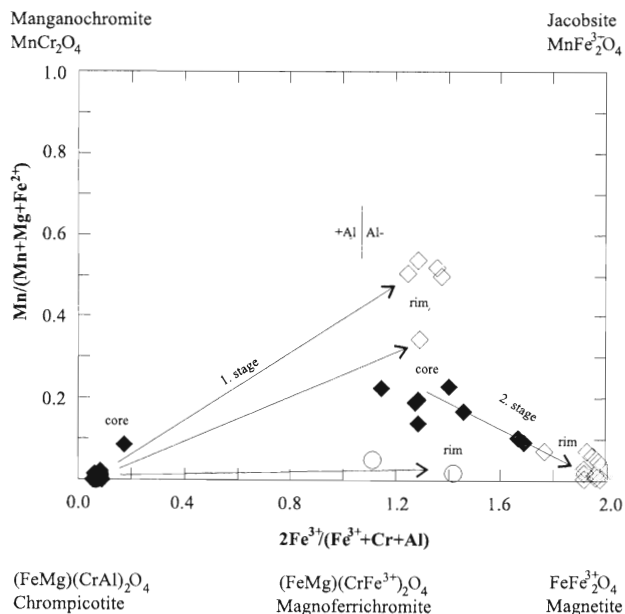
Explanations: Contents of Ir, Pd and Rh with asterisk (*) were measured using ICP-MS method; contents of Pt, Ru with asterisk (*) were found by GFAAS method (Czech Geological Institute, Prague) and further elements of PGE group without asterisk by method ICP-MS using NiS (Geological Survey of Finland). Content of further elements was stated in laboratories of Geological Survey of Slovak Republic in Spišská Nová Ves.

C. Retrográdna metamorfóza v eklogitovej fácií

Začiatok retrográdnej metamorfózy je v ultravysokotlakovej eklogitovej fácií na hranici stability α -kremeňa a coesitu a v poli stability klnoenstatitu a forsteritu (obr. 15). Medzi vrcholom metamorfózy v štádiu B a vznikom antigoritu úplne rekryštalizoval ortoestatit na klnoenstatit podľa fázovej zmeny $cEn = aEn$ ($T = 700\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 27\text{ kbar}$; Berman, 1987). Prítomnosť ortoestatitu nie je v metaperidotite štruktúrne a chemicky doložená, a preto predpokladáme, že od začiatku kryštalizácie enstatitu v metaperidotite prevládala jeho klinopyroxenická forma (obr. 5, tab. 3). V jaklovskom metaperidotite vzniklo v tejto oblasti retrográdnej metamorfózy aj malé množstvo chloritu v krátkych trhlinách Al diopsidu (Di2). Chlorit má približne rovnaký pomer $Fe/(Fe+Mg) = 0,05$ ako v Al diopside (Di1 = 0,036) alebo v mladšom Al diopside (Di2 = 0,046–0,077) a je mladší ako rozpad Al diopsidu (Di2) na coesit–kremeň a dolomit.

Priebeh retrográdnej metamorfózy v štádiu C je podložený vznikom antigoritu podľa reakcie $14Fo + 20cEn + 31H_2O = Atg$, ktorá prebehla pri teplote 600–550 $^{\circ}\text{C}$,

keď v metaperidotite kryštalizovala podstatná časť stredov Cr-Al spinelu. V jaklovskom metaperidotite pri tejto teplote dokryštalizoval granát $Uvar_{20} + And_{80}$ (obr. 13 a 14). Najmladší diopsid až diopsid augit (Di3) kryštalizoval v tomto štádiu eklogitovej fácie na antigorite a K antigorite (obr. 5). Hodnota $CaTs = 0$ diopsidu (Di3) je zhodná s oblasťou teploty kryštalizácie stredov Cr-Al spinelu a vzniku antigoritu (obr. 15; Gasparik, 1984). Pseudorovnováha kryštalizácie medzi stabilným forstetitom ($Fe/(Fe+Mg) = 0,08–0,1$) a diopsidom (Di3, 0,01–0,04) je podľa tohto pomeru pri teplote okolo 600 $^{\circ}\text{C}$ (Hiramat-su a Hirajima, 1995). Kryštalizácia okraja Cr-Al spinelu alebo jeho resorpcia na Mn spinel prebiehali pri teplote 590–500 $^{\circ}\text{C}$ v poli stability antigoritu pri pokračujúcej hydratácii asociácie forsterit + klnoenstatit v retrográdnej eklogitovej fácií pri poklese tlaku pod 24 kbar. V retrográdnej ultravysokotlakovej až eklogitovej metamorfóze v štádiu C kryštalizovala minerálna asociácia antigorit + Cr-Al spinel + Mn spinel + časť klnoenstatitu + časť forsteritu + časť granátu ± chlorit. V štádiu C retrográdnej metamorfózy sa zistila teplota 550–650 $^{\circ}\text{C}$ a tlak 22–26 kbar (obr. 15).



Obr. 10. Chemická klasifikácia Cr-Al spinelu (core, obr. 8, 9), Mn spinelu (core-rim, obr. 8, 9) a magnetitu (rim, obr. 8, 9) v diagrame $2\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al}) - \text{Mn}/(\text{Mn}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ medzi koncovými členmi chrómpicotit – magnetit – jakobsit – manganochromit. Chrómpicotit – plné kosoštvorce reprezentujú chrómpicotit z Jaklovce, plné krúžky patria chrómpicotitu zo Sedlíc. 1st stage – prvé štádium reprezentuje nemiešateľnosť Cr-Al spinelu (core) a Mn spinelu (rim, obr. 8 a 9) v retrográdnej metamorfóze eklogitovej fácie. Prázdne kosoštvorce na šípke prvého štádia resorpcie okraja chrómpicotitu patria lokalite Jaklovce, prázdne krúžky na lokalite Sedlice. 2nd stage – druhé štádium kryštalizácie spinelu až magnetitu reprezentuje plynulý substitučný trend medzi Mn spinelom (core) – plné kosoštvorce a magnetitom (rim) – prázdne kosoštvorce. Substitučný trend druhého štádia sa zistil v matrixe metaperidotitu v retrográdnej metamorfóze medzi eklogitovou a ekvivalentom pumpellyitovo-aktinolitovej fácie (obr. 15) na lokalite Jaklovce. Analýzy sú v tab. 6.

Fig. 10. Chemical classification of Cr-Al-spinel (core, Figs. 8 and 9), Mn-spinel (core-rim, Figs. 8 and 9) and magnetite (rim, Figs. 8 and 9) in diagram $2\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al}) - \text{Mn}/(\text{Mn}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ between end members chrompicotite – magnetite – jacobsite – manganochromite. Chrompicotite – full rhombs represent chrompicotite from Jaklovce, full circles belong to chrompicotite from Sedlice. 1st stage – first stage represents immiscibility of Cr-Al-spinel (core) and Mn-spinel (rim, Figs. 8 and 9) in retrograde metamorphism of eclogite facies. Empty rhombs on arrow of the 1st stage of resorption of rim of chrompicotite belong to locality Jaklovce, empty circles to locality Sedlice. 2nd stage – second stage of spinel crystallization to magnetite represents continual substitution trend between Mn-spinel (core) – full rhombs and magnetite (rim) – empty rhombs. Substitution trend of the second stage has been found in matrix of metaperidotite in retrograde metamorphism between eclogite facies and equivalent pumpellyite-actinolite facies (Fig. 15) on Jaklovce locality. Analyses are in Tab. 6.

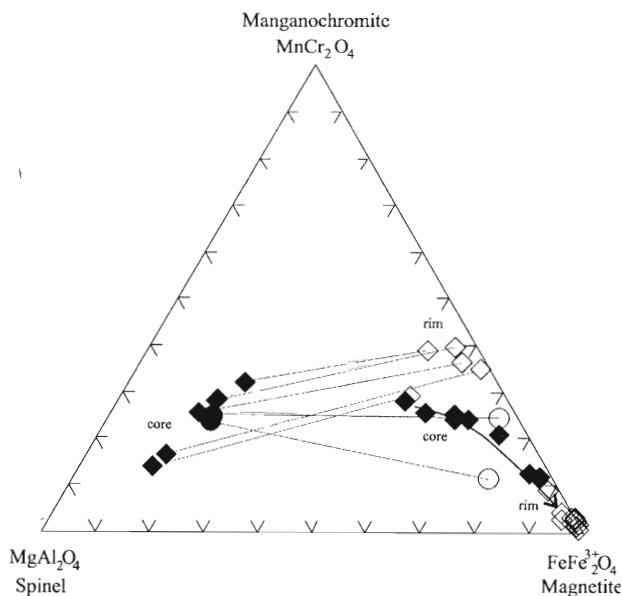
D. Štádium exhumácie na konci retrográdnej metamorfózy v P-T podmienkach ekvivalentu pumpellyitovo-aktinolitovej fácie

Pri pokračujúcej hydratacii a exhumácii metaperidotitu v štádiu D kryštalizoval chryzotil, ktorý vznikol reakciou $6\text{Fo} + \text{Atg} + 9\text{H}_2\text{O} = 20\text{Ct}$ (obr. 15, 7 a 9). Časť chryzotilu obsahuje K a Na (obr. 7 a 12). Chryzotil kryštalizoval v asociácii s magnetitom spolu so sulfidmi substi-

tučného radu pentlandit – heazlewoodit, a to aj s malým množstvom chloritu s pomerom $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) = 0,2$, ktorý sa v jaklovskom metaperidotite zistil na vonkajšom okraji Al diopsidu (Di2, tab. 3). P-T podmienky vzniku chryzotilu sú na hranici teploty 350–380 °C a tlaku 9–11 kbar (obr. 15). Sú to podmienky vysokotlakovej pumpellyitovo-aktinolitovej fácie, ktorú v tomto poli metamorfózy definoval Banno (1998). Pumpellyit a aktinolit nemohli na konci exhumácie alebo metamorfózy peridotitu vzniknúť, ich ekvivalentom je chryzotil, ktorý kryštalizoval v rovnakých P-T podmienkach. Vysokotlaková pumpellyitovo-aktinolitová fácia sa v retrográdnej metamorfóze klinopyroxenického gabra zistila na S gemeriku (Radvanec, 1999) a záver retrográdnej metamorfózy metaperidotitu, ktorý študujeme, je P-T podmienkami ekvivalentom tejto metamorfnej fácie. To je dôvod, prečo sa posledné štádium exhumácie metaperidotitu zaradilo do už v gemeriku definovanej metamorfnej fácie (obr. 15).

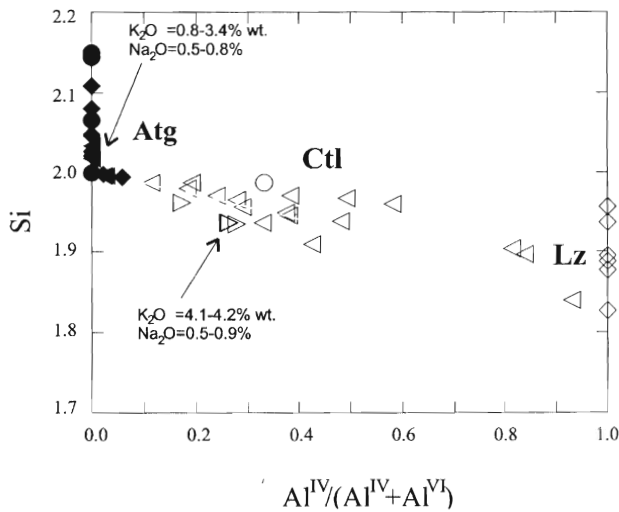
Objemová chemická analýza metaperidotitu

Z objemových chemických analýz obsahu hlavných prvkov, obsahu skupiny PGE (Ir, Os, Pd, Pt, Rh, Ru) a Ni, Cr, Co, Cu a Au v metaperidotite s rozdielnym pomerom klinopyroxénu a olivínu vyplýva, že metaperidotit obidvoch lokalít je jednou horninou s nízkym obsahom Au (tab. 8). Podľa obsahu Cr a Ti je metaperidotit mimo hranice kryštalizácie a na hranici kryštalizácie magmatitu (obr. 16). Priemerný obsah Cr (2410 ppm) a Ni



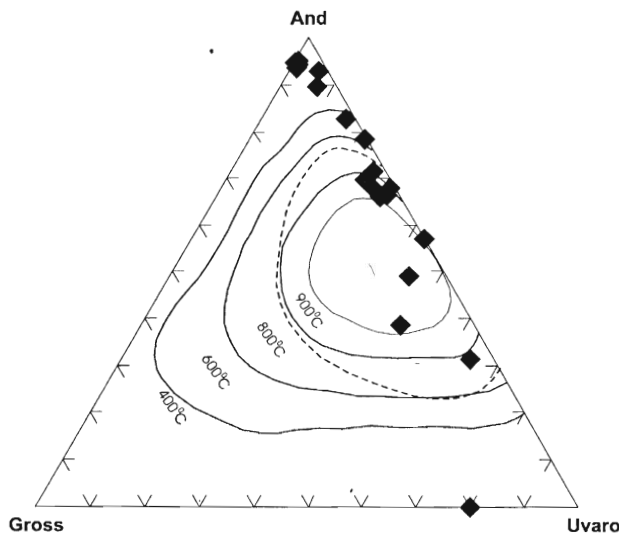
Obr. 11. Chemická klasifikácia Cr-Al spinelu (core) – Mn spinelu (core-rim) a magnetitu v trojuholníkovom diagrame spinel – magnetit – manganochromit. Krúžky – lokalita Sedlice, kosoštvorce – Jaklovce. Ostatné vysvetlivky sú pri obr. 10. Analýzy sú v tab. 6.

Fig. 11. Chemical classification of Cr-Al-spinel (core) – Mn-spinel (core-rim) and magnetite in triangle spinel – magnetite – manganochromite. Circles – locality Sedlice, rhombs – Jaklovce. For further explanations see Fig. 10. Analyses are in Tab. 6.



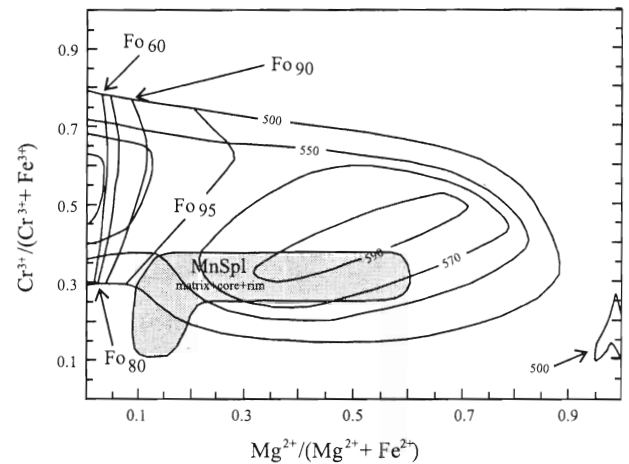
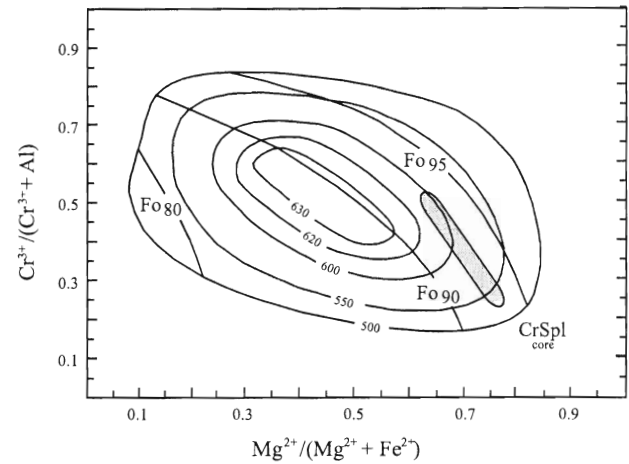
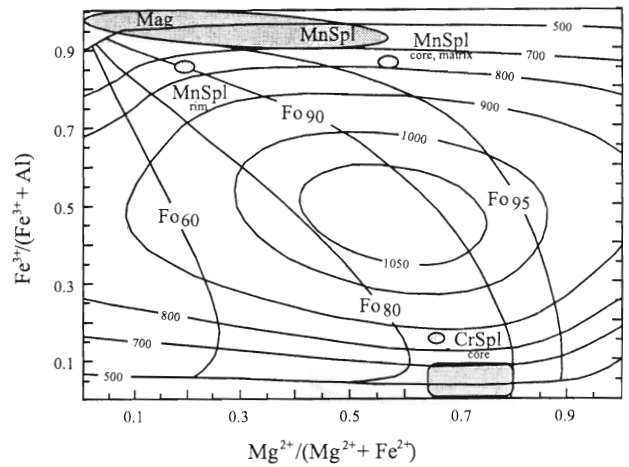
Obr. 12. Chemická klasifikácia serpentínových minerálov v diagrame $Al^{IV}/(Al^{IV}+Al^{VI})$ a Si. Krúžky – Sedlice, trojuholníky a kosoštvorce – Jaklovce. Atg – antigorit je vyznačený plnými krúžkami, plnými kosoštvorcami a trojuholníkmi, Ctl – chrysotil je vyznačený prázdnyimi trojuholníkmi a krúžkami, Lz – lizardit prázdnyimi trojuholníkmi a prázdnyimi kosoštvorcami. V diagrame sú šípkami označené analýzy s vysokým obsahom Na a K v antigorite a chrysotile. Analýzy sú v tab. 5.

Fig. 12. Chemical classification of serpentinite minerals in diagram $Al^{IV}/(Al^{IV}+Al^{VI})$ and Si. Circles – Sedlice, triangles and rhombs – Jaklovce. Atg – antigorite is marked with full circles, full rhombs and triangles. Ctl – chrysotile is marked with empty triangles and circles, Lz – lizardite with empty triangles and empty rhombs. Analyses with high contents of Na and K in antigorite and chrysotile are marked with arrows in diagram. Analyses are in Tab. 5.



Obr. 13. Chemická klasifikácia granátu v trojuholníkovom diagrame Gross – Uvar – And z metaperidotitu pri Jaklovciach. Izotermy sú podľa Gangulyho (in Deer et al., 1997). Analýzy sú v tab. 4.

Fig. 13. Chemical classification of garnet in triangle Gross – Uvar – And from metaperidotite in Jaklovce. Isotherms are according to Ganguly (in Deer et al., 1997). Analyses are in Tab. 4.



Obr. 14. Teplota kryštalizácie spinelu (CrSpl, MnSpl) a magnetitu (Mag) vypočítaná z nemiešateľnosti medzi koexistujúcimi spinelmi ($FeMg$) $(Al, Fe^{3+}, Cr)_2O_3$ a koexistujúcimi olivínmi (Fe_{60-95} , Sack a Ghiorso, 1991). Podrobnejšie vysvetlivky sú pri obr. 8, 9, 10, 11. Analýzy sú v tab. 6.

Fig. 14. Temperature of crystallization of spinel (CrSpl, MnSpl) and magnetite (Mag) calculated from immiscibility between coexisting spinels ($FeMg$) $(Al, Fe^{3+}, Cr)_2O_3$ and coexisting olivines (Fe_{60-95} , Sack and Ghiorso, 1991). More detail explanations are in Figs. 8, 9, 10, 11. Analyses are in Tab. 6.

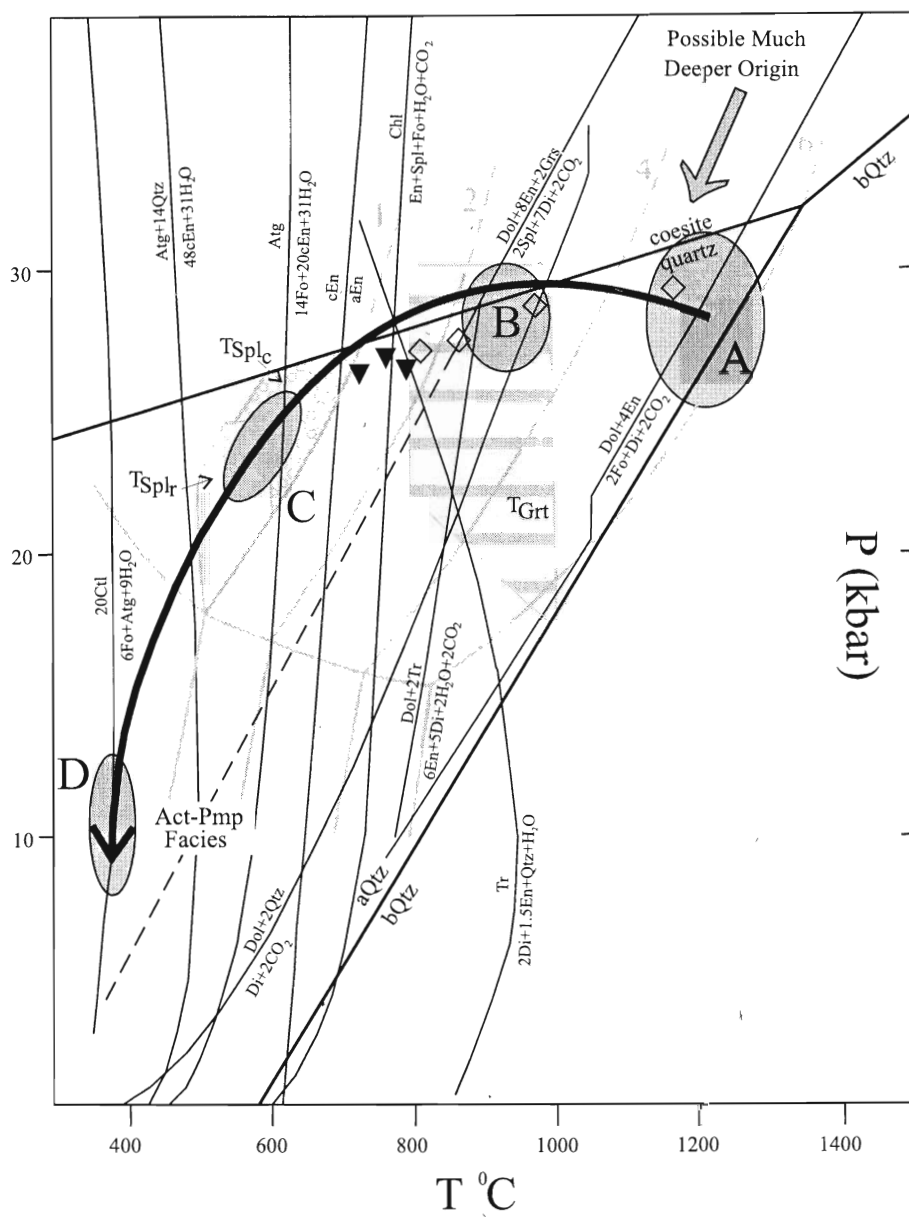


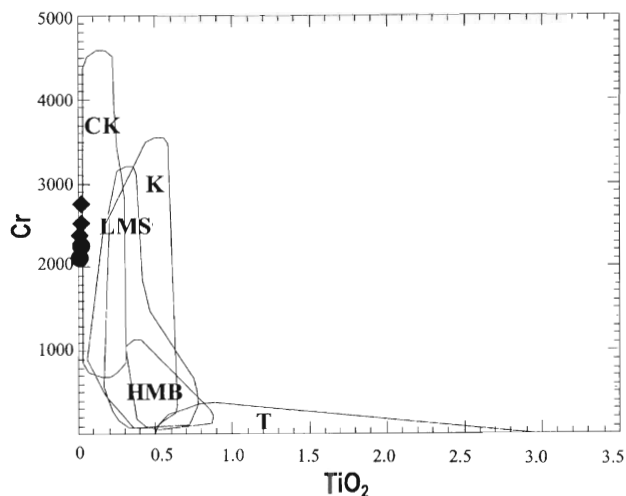
Fig. 15. Anticlock wise P-T path of metamorphism of peridotite from Sedlice and Jaklovce. A – crystallization of peridotite in magmatic and sub-solidus stage of crystallization $\text{Fo} + \text{cEn} - \text{En} + \text{Di}(1)$. B – eclogitization of peridotite in prograde ultra-high pressure metamorphism and pressure peak of metamorphism on boundary of stability of coesite and quartz. Origin of mineral assemblage $\text{Dol} + \text{Qtz} - \text{Coes} + \text{Di}(1 \text{ and } 2) + \text{cEn}(\text{Na}) + \text{Grt}(\text{Uvar-And}) \pm \text{CrSpl} \pm \text{Tr}(\text{Na}) \pm \text{MgHbl}(\text{Na})$. It is probable that $\text{cEn}(\text{Na})$ in this stage already represents stable phase after pseudomorph P2/c clinohypersthene (Fig. 5), which crystallized under pressure above 60 kbar (Furukawa and Ogasawara, 1998; Zhang et al., 1998). According to this assumption the metaperidotite has been transported to the P-T conditions of A stage from much greater depth (Wallis et al., 1999). C – retrograde stage of exhumation of metaperidotite in eclogite facies and in the Qtz stability field with mineral assemblage $\text{MnSpl} + \text{CrSpl} + \text{KAtg} + \text{Di}3 + \text{Atg} \pm \text{Grt}(\text{Uvar-And, Uvar, And}) \pm \text{KChl} \pm \text{Chl}$. D – Exhumation in eclogite facies and in P-T equivalent of pumpellyite-actinolite facies (Act-Pmp facies) of the retrograde metamorphism (Radvanec, 1999) and origin of mineral assemblage $\text{Lz} + \text{Ctl} + \text{Kctl} + \text{Mag} + \text{NiS}$. T_{Grt} – temperature range of garnet crystallization has been derived from diagram Gross – Uvar – And (Fig. 13; Ganguly in Deer et al., 1997). Empty rhombs – Al-diopside (Di1), triangles – Al-diopside (Di2). 1, 2, 4 and 6 – isopleths $100.X_{\text{CaTs}}$ for Al component in clinopyroxene (Gasparik, 1984). $T_{\text{Spl-c}}$ – temperature of crystallization of the middle of Cr-spinel and $T_{\text{Spl-r}}$ – temperature of crystallization of Mn-spinel on rim of Cr-spinel and in matrix of metaperidotite (Fig. 14; Sack and Ghiorso, 1991). In the field of $T_{\text{Spl-c}}$ and $T_{\text{Spl-r}}$ is the value of $100.X_{\text{CaTs}} = 0$ of crystallization temperature of diopside – augite (Di3). Metamorphic reactions have been calculated from the database by Berman (1987). Reaction $\text{Tr} = 2\text{Di} + 1.5\text{En} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$ is according to Welch and Pawley (1991). Reaction $\text{Chl} = \text{En} + \text{Spl} + \text{Fo} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ is according to Ibaraguchi et al. (1999). Field (D) of Act – Pmp facies is according to Banno (1998).

Öbr. 15. P-T dráha metamorfózy peridotitu od Sedlíc a Jakloviec. A – kryštalizácia peridotitu v magmatickom a sub-solidovom štádiu kryštalizácie $\text{Fo} + \text{cEn} - \text{En} + \text{Di}(1)$. B – eklogitizácia peridotitu v prográdnej ultravysokotlakovej metamorfóze a tlakový vrchol metamorfózy na hranici stability coesitu a kremeňa. Vznik minerálnej asociácie $\text{Dol} + \text{Qtz} - \text{Coes} + \text{Di}(1 \text{ a } 2) + \text{cEn}(\text{Na}) + \text{Grt}(\text{Uvar-And}) \pm \text{CrSpl} \pm \text{Tr}(\text{Na}) \pm \text{MgHbl}(\text{Na})$. Je pravdepodobné, že $\text{cEn}(\text{Na})$ je v tomto štádiu už stabilnou fázou po pseudomorfóze P2/c klinohyperstenu (obr. 5), ktorý kryštalizoval v tlaku nad 60 kbar (Furukawa a Ogasawara, 1998; Zhang et al., 1998). Podľa tohto predpokladu bol metaperidotit do P-T podmienok štádia A dopravený z oveľa väčšej hĺbky (Wallis et al., 1999). C – retrográdne štádium exhumácie metaperidotitu v eklogitovej fácií a v poli stability Qtz s minerálnou asociáciou $\text{MnSpl} + \text{CrSpl} + \text{KAtg} + \text{Di}3 + \text{Atg} \pm \text{Grt}(\text{Uvar-And, Uvar, And}) \pm \text{KChl} \pm \text{Chl}$. D – exhumácia v eklogitovito-aktinolitovej fácií (Act-Pmp facies) retrográdnej metamorfózy (Radvanec, 1999) a vznik minerálnej asociácie $\text{Lz} + \text{Ctl} + \text{Kctl} + \text{Mag} + \text{NiS}$. T_{Grt} – rozsah teploty kryštalizácie granátu odvodený z diagramu Gross – Uvar – And (obr. 13; Ganguly in Deer et al., 1997). Prázdne kosoštvorce – Al diopsid (Di1), trojuholníky – Al diopsid (Di2). 1, 2, 4 a 6 – izoplety $100.X_{\text{CaTs}}$ pre Al komponent v klinopyroxéne (Gasparik, 1984). $T_{\text{Spl-c}}$ – teplota kryštalizácie stredu Cr spinelu a $T_{\text{Spl-r}}$ – teplota kryštalizácie Mn spinelu na okraji Cr spinelu a v matrixe metaperidotitu (obr. 14; Sack a Ghiorso, 1991). V poli $T_{\text{Spl-c}}$ a $T_{\text{Spl-r}}$ je hodnota $100.X_{\text{CaTs}} = 0$ teploty kryštalizácie diopsid – augit (Di3). Metamorfózne reakcie boli vypočítané z bázy dát Bermana (1987). Reakcia $\text{Tr} = 2\text{Di} + 1.5\text{En} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$ je podľa Welcha a Pawleya (1991). Reakcia $\text{Chl} = \text{En} + \text{Spl} + \text{Fo} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ je podľa Ibaraguchiho et al. (1999). Pole (D) Act – Pmp facies je podľa Banna (1998).

(2184) zaraduje metaperidotit do poľa kumulátového komatiitu a zároveň do poľa komatiitového ultramafitu. Peridotit z oboch lokalít je metamorfovaný rovnako. Neobsahuje zvyškový obsah Ti, ktorý by hornina po magmatickej diferenciácii musela obsahovať aspoň na hranici 2000 ppm, keď sa uvažuje o kumulátovom type peridotitu (obr. 16). Metaperidotit má obsah TiO_2 v rozsahu 60–210 ppm s priemerom 130 ppm. Väčšinou v ňom prevláda obsah Al nad Ca a metaperidotit má vysoký obsah MnO 910–1460 ppm (tab. 8). Neobsahuje ortopyroxén a v rozličných generáciách klinopyroxénu, antigoritu a chryzotilu je vysoký obsah Na a K (obr. 4, 12). V spineli je extrémny obsah Mn (obr. 10, 11, tab. 6) a sčasti nestabilný Al diopsid (Di2) reagoval s CO_2 na dolomit + coesit(?) alebo kremeň v oblasti ultravysokotlakovej metamorfózy (obr. 6). Preto odvodzovať geotektonickú pozíciu metaperidotitu až peridotitu z chemického zloženia objemovej analýzy nemožno a rovnako nemožno pokladať metaperidotit až peridotit za kumulátovú magmatickú horninu kryštalizujúcu na hranici plášťa a oceánskej kôry alebo ju považovať za mafický kumulát s chromitovou mineralizáciou v ofiolitovej suíte (Paktunc in Lindsley, 1991). Kumulátový ultramafit, dunit alebo harzburgit, ktorý by vznikol na hranici vrchného plášťa a oceánskej kôry, by Na, K a Mn (klinoenstatit, diopsid, amfibol, spinel) v primárnych mineráloch obsahovať nemohol. Mineralogický, petrologický a chemický výskum nenašiel dôkaz o tom, že by bol jaklovský a sedlický metaperidotit býval v magmatickom štádiu súčasťou interakcie oceánskej kôry a plášťa, ako sa to doteraz predpokladalo a v mnohých rekonštrukciách oceána meliatiaka aj interpretovalo (Hovorka et al., 1985; Polák, 1997).

Model pohybu, exhumácie a metamorfózy peridotitu – diskusia

Závery o vzniku a exhumácii metaperidotitu na povrch vyplynuli z mineralogického a petrologického štúdia, ktoré potvrdilo uplatnenie sa P-T podmienok ultravysokotlakovej metamorfózy na hranici stability coesitu a kremeňa. Začiatok P-T dráhy metamorfózy má po kryštalizácii ultramafitu v subsolidovom štádiu A približne konštantný tlak, ktorý na vrchole ultravysokotlakovej metamorfózy (štádium B) nepatrne vzrástol. Medzi štádiom A a B sa v metaperidotite výrazne zmenila teplota (obr. 15), a to pôsobením pohybu metaperidotitu z izotermy 1300 do oblasti izotermy 800–1000 °C. Tlak v tejto oblasti bol pri ultravysokotlakovej metamorfóze na hranici stability coesitu a kremeňa. Kremeň alebo coesit kryštalizovali na úkor čiastočne nestabilného Al diopsidu (Di2, obr. 6) v blízkosti oblasti eklogitového tavenia alebo v P-T podmienkach vzniku magmy typu ostrovného oblúka v subdukčnej zóne. Vrchný plášť bol v tejto oblasti ochudobnený, keď sa peridotit až metaperidotit dostal do interakcie s CO_2 , ktorý je podľa tohto modelu plášťového pôvodu. Časť uvoľneného Na ± K v najhlbšej oblasti 5 uvoľnenia fluida pochádza z nataveného reliktu subdukovanej litosféry. Na a K sa viazali na štruktúru primárneho a s olivom koexistujúceho Al diopsidu (Di1 a Di2) a klinoensta-



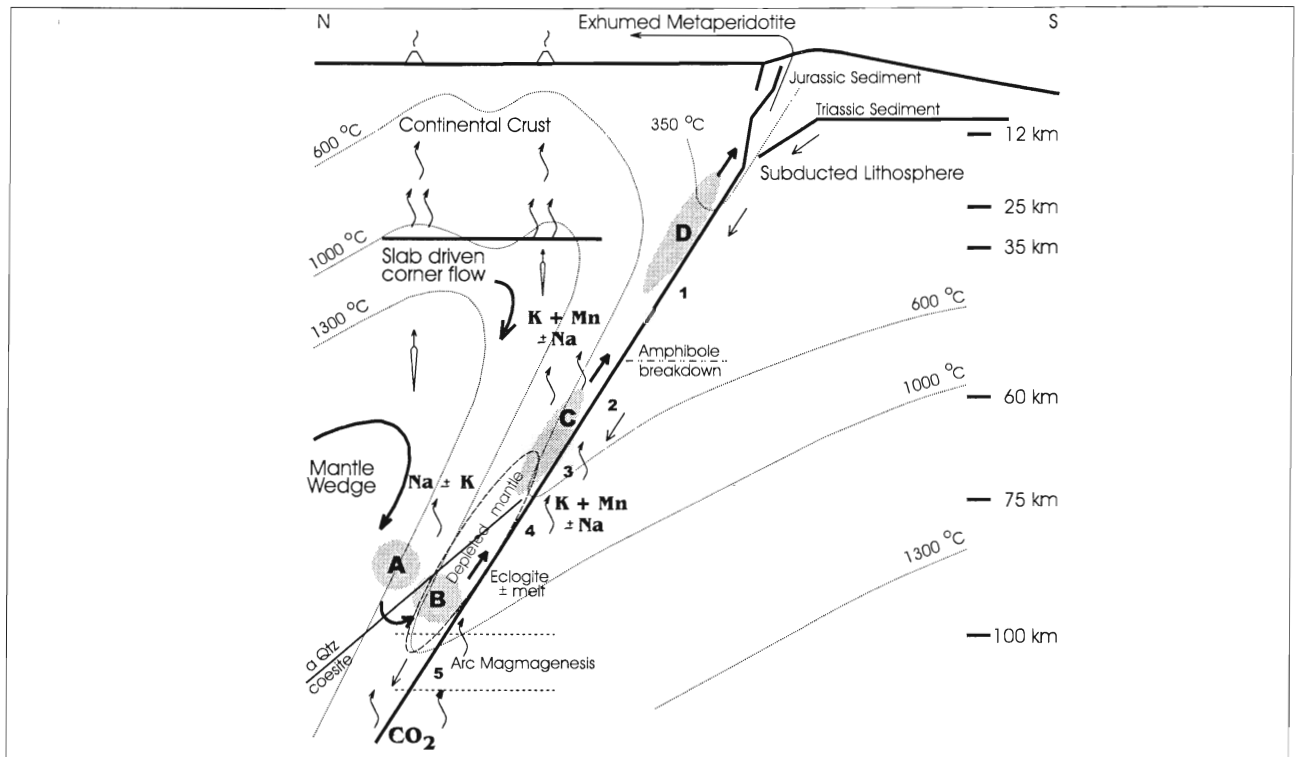
Obr. 16. Klasifikácia ultramafitov v diagrame Cr (ppm) – TiO_2 (% hmot., Minpet 2). CK – kumulátové bazalty, K – komatiity, LMS – zvrstvené Mg sily. HMB – bazalty s vysokým obsahom Mg. T – tholeiitové bazalty. Kosoštvorce – metaperidotit z Jakloviec, krúžky – metaperidotit zo Sedlíc. Analýzy sú v tab. 8.

Fig. 16. Classification of ultramafites in diagram Cr (ppm) – TiO_2 (wt. %, Minpet 2). CK – cumulate basalts, K – komatiites, LMS – layered Mg-sills. HMB – basalts with high Mg content. T – tholeiitic basalts. Rhombs – metaperidotites from Jaklovce, circles – metaperidotites from Sedlice. Analyses are in Tab. 8.

titu (obr. 4). Z plášťa uvoľnený CO_2 reagoval s Al diopsidom (Di2) na dolomit a coesit – kremeň (obr. 17).

Je pravdepodobné, že metaperidotit medzi štádiom A a B úplne rekryštalizoval z reliktu plášťovej horniny, ktorú na hranicu coesitu a kremeňa dopravil tok plášťa pod zavesenou kontinentálnou doskou z oveľa väčšej hĺbky, z tlakového poľa väčšieho ako 60 kbar, pretože metaperidotit neobsahuje ortopyroxén a v metaperidotite zistený klinopyroxén (klinoenstatit) s obsahom Na ± K (obr. 4 a 5) je najskôr polymorfózou P2/c pyroxénu z vysokotlakového klinohypersténu, ktorý je stabilný nad 60 kbar (Furukawa a Ogasawara, 1998; Zhang et al., 1998; Wallis et al., 1999, obr. 15). Ekvilibrácia metaperidotitu s dobrou evidenciou minerálnych fáz v štádiu A a B je doložená až od oblasti blízkej hĺbke 100 km (obr. 17), od ktorej bol metaperidotit exhumovaný reverzným pohybom plášťa na hranici subdukovanej dosky smerom na povrch podľa modelu Ernsta a Lioua (1995). Na začiatku exhumácie kryštalizovala podstatná časť granátu a Cr-Al spinelu, ktorá má hodnotu pomeru $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}) = 0,23\text{--}0,55$ a $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}) = 0,63\text{--}0,78$. V chemickom vzorci Cr-Al spinelu je Al > Cr. Tieto hodnoty sú charakteristické pre metasomatický prechodný typ (2) sekundárneho spinelu, ktorý má nejasný vznik v oblasti subkôrovej a subkratogénnej litosféry, čo je oblasť redoxného potenciálu medzi WM (wüstit – magnetit) a NNO (fayalit – magnetit – kremeň; Evans a Frost in Lindsley, 1991).

Nasledujúce štádium exhumácie C bolo späté s hydratáciou alebo s interakciou metaperidotitu a fluida uvoľneného zo subdukovanej dosky z oblasti uvoľnenia fluida 3 a 4 v hĺbke 70–60 km. Uvoľnené fluidum obsahovalo Mn + K ± Na a spôsobilo resorpciu Cr-Al spinelu na Mn



Obr. 17. Model pohybu, metamorfózy a exhumácie peridotitu v studenom type subdukčnej zóny v závislosti od hĺbky (Cloos, 1993; Price et al., 1999). A – kryštalizácia peridotitu v kline pláštá pod kontinentálnou platňou na izotermie 1300–1200 °C. B – vtáhovanie a ultravysokotlaková metamorfóza peridotitu a reliktu ochudobneného pláštá na hranicu stability coesitu a kremeňa. Vznik asociácie dolomit + kremeň (coesit) na úkor nestabilného Al diopsidu (Di2) ako výsledok interakcie plášťového CO₂ a rozpadu diopsidu. Primárny minerál diopsid a klinkoenstatit viažu vo svojej štruktúre Na ± K, ktoré sa uvoľnili tavením subdukovaného materiálu v oblasti vzniku Na ± K typu rtagmy ostrovného oblúka (Arc Magmagenesis). Je pravdepodobné, že peridotit až metaperidotit bol do kryštalizačnej polohy štádia A a B transportovaný z oveľa väčšej hĺbky (nad 120 km). Štádium A, B metaperidotitu je spojené s tokom pláštá na rohu zavesenej kontinentálnej platne podľa Daviesa a Stevensona (1992) a Pricea et al. (1999). Prúdenie pláštá vyvolala subdukcia materiálu litosféry. C – retrográdna eklogitizácia, hydratácia metaperidotitu a interakcia metaperidotitu v oblasti pokračujúceho úbytku fluida 4–3 z podsúvajúcej sa platne. Je to štádium interakcie fluida s obsahom K + Mn ± Na s olivínom, Cr spinelom a klinopyroxénom na izotermie 600 °C. Zdroj K + Mn ± Na je v subdukovanej platni litosféry. K + Mn ± Na sa viazali v K serpentínových mineráloch a Mn v spineli. Exhumácia metaperidotitu medzi štádiami B a C sa začala po dlhšom čase, keď reverzný pohyb pláštá začal exhumovať eklogitizovaný metaperidotit spolu s ochudobneným plášťom reverzným pohybom smerom na povrch. Bolo to štádium ultravysokotlakovej eklogitovej fácie na začiatku exhumácie (B) a retrográdnej eklogitovej fácie v štádiu C. D – štádium pokračujúcej exhumácie metaperidotitu je P-T ekvivalentom pumpellyitovo-aktinolitovej fácie na izotermie 350 °C (obr. 15). Tu pokračovala hydratácia metaperidotitu kryštalizáciou chryzotilu – lizarditu a magnetitu. Metaperidotit bol vtlačený do akrečnej prizmy triasových a jurských sedimentov meliatika. Model exhumácie eklogitu je podľa Ernsta a Lioua (1995). 1 – úbytok fluida z podsúvajúcej sa platne, 2 – smer transportu materiálu podsúvajúcej sa platne do oblasti interakcie subdukovaného materiálu s ponárajúcim sa a metasomovaným plášťom, 3 – začiatok tavenia, 4 – oblasť pokračujúceho úbytku fluida z podsúvajúcej sa platne a smer pohybu ponárajúceho sa metasomovaného a ochudobneného pláštá, 5 – koncentrácia fluidu pozdĺž laterálnej štruktúry a migrácia taveniny do päty taveninového stĺpa (1, 2, 3, 4 a 5 podľa Pricea et al., 1999). Izotermia 350 °C je podľa Trouwa et al. (1998), 600 °C podľa Banna et al. (1986), Niida a Greena (1999) a 1000 °C a 1300 °C podľa Niida a Geena (1999).

Fig. 17. Model of movement, metamorphism and exhumation of peridotite in cold type of subduction zone in relation to depth (Cloos, 1993; Price et al., 1999). A – crystallization of peridotite in the mantle wedge below the continental plate in isotherm 1300–1200 °C. B – pulling and ultra-high pressure metamorphism of peridotite and relict of depleted mantle on boundary of coesite and quartz stability. Origin of assemblage of dolomite + quartz (coesite) on account of unstable Al-diopside (Di2) as a result of interaction of mantle CO₂ and decomposition of diopside. Primary minerals diopside and clinoenstatite tie in their structure Na ± K, being liberated by melting of subducted material in the area of origin of Na ± K type magma of island arc (Arc Magmagenesis). It is probable, that peridotite to metaperidotite has been to crystallization space of A and B stages transported from much greater depth (above 120 km). Stages A, B of metaperidotite are connected with the mantle flow in the edge of hung continental plate according to Davies and Stevenson (1992) and Price et al. (1999). The mantle flow has been induced by subduction of lithospheric material. C – retrograde eclogitization, hydration of metaperidotite and interaction of metaperidotite in the area of continuing fluid loss 4–3 from underthrust plate. It is the stage of interaction of fluid with K + Mn ± Na content with olivine, Cr-spinel and clinopyroxene in isotherm 600 °C. The source of K + Mn ± Na is in subducted lithospheric plate. K + Mn ± Na were bounded in K-serpentine minerals and in Mn-spinel. Exhumation of metaperidotite between stages B and C started after longer time, when the reverse movement of mantle started to exhume eclogitized metaperidotite together with depleted mantle with reversal movement towards the surface. It was the stage of ultra-high pressure eclogite facies in the onset of exhumation (B) and retrograde eclogite facies in the stage C. D – stage of continuing exhumation of metaperidotite is the P-T equivalent of pumpellyite-actinolite facies on isotherm 350 °C (Fig. 15). Here followed the hydration of metaperidotite with crystallization of chrysotile – lizardite and magnetite. Metaperidotite has been squeezed into the accretion prism of Triassic and Jurassic sediments of Meliaticum. Model of exhumation of eclogite is according to Ernst and Liou (1995). 1 – fluid depletion from underthrust plate, 2 – transport direction of underthrust plate into the area of interaction of subducted material with sinking metasomatized mantle, 3 – beginning of melting, 4 – area of continuing fluid loss from underthrust plate and direction of movement of sinking of metasomatized and depleted mantle, 5 – fluid concentration along lateral structure and migration of melt into the foot of magma column (1, 2, 3, 4 and 5 according to Price et al., 1999). Isotherm 350 °C is according to Trouwa et al. (1998), 600 °C according to Banno et al. (1986), Niida and Green (1999) and 1000 °C and 1300 °C according to Niida and Green (1999).

spinel a difúziou zmenilo aj časť klinopyroxénu a olivínu na K antigorit až antigorit a K-Na chryzotil (obr. 2, 5, 7, 8 a 9). To boli podmienky retrográdnej metamorfozy v eklogitovej fácií metamorfozy v oblasti izogrady 600 °C (obr. 17). Posledné štádium exhumácie D, ktoré sa prejavilo retrográdnou metamorfnou minerálnou asociáciou, je v oblasti l uvoľnenia fluida zo subdukujúcej dosky. Kryštalizovala tu asociácia serpentínových minerálov radu chryzotil – lizardit – magnetit. Je to oblasť metamorfozy na izoterme 350 °C, ktorá je P-T podmienkami ekvivalentom pumpellyitovo-aktinolitovej fácie zo S gemerika (Radvanec, 1999). Exhumácia metaperidotitu medzi štádiom C a D je na trende chladného typu subdukcie s geometriálnym gradientom okolo 6 °C/km (obr. 15; Cloos, 1993). Metaperidotit exhumoval do triasových až jurských sedimentov v akrečnej prizme mezozoického obalu gemerika a sedimentov meliatika a vyskytuje sa tam vo forme serpentinizovaných tektonických segmentov ažolistolitu, často vtlačených do mezozoického vápenca (obr. 17).

Záver

Alochtónne telesá metaperidotitu pri Jaklovciach a Sedliciach sú voči svojmu okoliu v tektonickej pozícii a minerálne zloženie metaperidotitu obidvoch lokalít je približne rovnaké.

Metaperidotit obsahuje chemicky homogénny forsterit ($Fo = 94\text{--}91\%$ v Sedliciach, $90\text{--}92\%$ v Jaklovciach). Klinoenstatit ($Na_2O = 0,70\text{--}1,15\%$ v Sedliciach a $Na_2O = 0,63\text{--}1,09\%$ v Jaklovciach) má na obidvoch lokalitách približne rovnaký aj obsah Al_2O_3 , a to $2,19\text{--}3,47\%$ v Sedliciach a $3,59\text{--}3,96\%$ v Jaklovciach. Vnútrná kliváž klinoenstatitu má monoklinickú formu kombinácie uhla 45° a 120° . Je to alebo primárna mriežka, alebo rekryštalizovaná prestavba minerálu z ortopyroxenickej do klinopyroxenickej formy pri teplote $650\text{--}700^\circ\text{C}$ a tlaku do 70 kbar. Homogénna distribúcia obsahu Na v štruktúre klinoenstatitu je najskôr primárna a indikuje kryštalizáciu klinopyroxénu bez premeny z „ortoformy“ na „klinofornu“. Je pravdepodobné, že klinoenstatit je pseudomorfózou P2/c z ultravysokotlakového klinohyperstenu, ktorý je stabilný nad 60 kbar. V jaklovskom metaperidotite Al diopsid (Di) kryštalizoval spolu s klinoenstatitom v podobe exolučných lamiel spolu s najstarším olivínom, ktorý sa v metamorfoze zmenil na antigorit. Al diopsid (Di1) má vysoký obsah Al_2O_3 ($5,12\text{--}6,19\%$; $CaTs = 1,75\text{--}4,91\%$), ktorý sa v štruktúre diopsidu viazal pri teplote $800\text{--}1000^\circ\text{C}$. Mladšia generácia Al diopsidu (Di2) pri Jaklovciach má nižší obsah Al_2O_3 ($2,92\text{--}4,72\%$; $CaTs = 0\text{--}1,95\%$), čo indikuje kryštalizáciu pod 800°C . Al diopsid (Di2) nebol pri ultravysokotlakovej metamorfoze stabilnou fázou a sčasti sa zmenil na dolomit + coesit(?) – kremeň podľa reakcie $Di + 2CO_2 = Dol + 2Coes\text{--}Qtz$. Pri Sedliciach je v metaperidotite iba jedna generácia Al diopsidu, ktorá je podľa obsahu Al_2O_3 ($3,37\text{--}3,89\%$; $CaTs = 0$) ekvivalentom mladšieho Al diopsidu (Di2) z metaperidotitu od Jakloviec. Najmladšia forma Al diopsidu a diopsidu až augitu (Di3) sa zistila len v jaklovskom metaperidotite. Tento diopsid kryštalizoval

pri metamorfoze peridotitu pod 600°C , pretože Tschermakovu substitúciu ($CaTs = 0$) neobsahuje. V matrixe narastal v hypidiomorfnej forme na okraji K antigoritu a v jeho leme. Najmladší diopsid (Di3) je podľa Al-Na substitúcie na jadeitovom substitučnom trende.

Zo skupiny serpentínových minerálov sa v metaperidotite z obidvoch lokalít zistil antigorit a chryzotil. Pri Jaklovciach sme našli aj lizardit s obsahom Na ($Na_2O 0\text{--}0,82\%$), antigorit (KAtg) s obsahom K a Na ($K_2O 0,84\text{--}3,42\%$, $Na_2O 0,52\text{--}0,83\%$) a chryzotil (KCtl) s obsahom K a Na ($K_2O 4,05\text{--}4,23\%$, $Na_2O 0,48\text{--}0,93\%$). V sedlickom metaperidotite sa vyskytuje aj antigorit (NaAtg) s obsahom Na ($Na_2O 0,61\text{--}0,96\%$) a aj chryzotil (NaCtl) tam lokálne obsahuje $1,13\%$ Na_2O . Na začiatku metamorfnnej hydratácie jaklovského metaperidotitu kryštalizoval antigorit ako pseudomorfóza po olivíne, pričom koexistujúci najstarší diopsid (Di1) ostal po hydratácii stabilnou fázou metaperidotitu.

Cr-Al spinel (chrómpicotit) je na okraji resorbovaný na Mn spinel s obsahom $11,47\text{--}16,80\%$ MnO (Jaklovce) a $0,63\text{--}1,61\%$ (Sedlice). Podľa chemickej klasifikácie Mn spinel patrí do substitučného radu magnoferichromit – jakobsit – manganochromit. Podľa chemického zloženia je Mn spinel na substitučnom trende magnoferichromit ($FeMg)(CrFe^{3+})_2O_4$ – manganochromit ($Mn)(CrFe^{3+})_2O_4$. Magnetit kryštalizoval v okolí a na okraji Mn spinelu ako najmladší okraj.

Metaperidotit od Jakloviec lokálne obsahuje granát. Je okolo spinelu často vo forme agregátu a vyskytuje sa uzavretý v zmesi antigorit + chryzotil + lizardit spolu s reliktnými Al diopsidom (Di2). Jeho zrná sú chemicky nehomogénne a hranice medzi chemickými nehomogenitami nie sú koncentrické, ale ostré. Nezriedka jednu časť zrna tvorí uvarovit a druhú andradit alebo je zrna sčasti andraditom až andraditom a sčasti andraditom. Sedlický metaperidotit obsahuje amfibol substitučného radu tremolit – Mg hornblend, ktorý lokálne nahrádza klinoenstatit. Štruktúra tremolitu a Mg hornblendu viaže vysoký obsah Na_2O ($1,11\text{--}1,67\%$). Na obidvoch lokalitách je dolomit a kryštalizačná zmes dolomitu a kalcitu v idiomorfnej a hipidiomorfnej forme a dolomit netvorí žilky. V metaperidotite pri Jaklovciach tvorí dolomit rozpadovú textúru spolu s coesitom(?) – kremeňom. Na okraji magnetitu a na vonkajšom okraji Al diopsidu (Di2) sa tam zistil chlorit s pomerom $Fe/(Fe+Mg)$ 0,21. V trhlinách Al diopsidu (Di2) je starší Mg chlorit s pomerom 0,05. Podľa chemickej klasifikácie chlorit patrí do poľa diabantitu – klinochloru – peninitu. Zrná sulfidu ($Fe_{5,26}Ni_{7,82}S_{11}$) z radu pentlandit ($(Fe, Ni)_9S_8$ – heazlewoodit $Ni_{18}S_{12}$ sa zistili v jaklovskom metaperidotite. Sulfid sa vyskytuje v asociácii s olivínom, klinoenstatitom a diopsidom.

Z objemovej chemickej analýzy metaperidotitu s rozdielnym pomerom klinopyroxénu a olivínu vychodí, že metaperidotit obidvoch lokalít je tou istou horninou. Neobsahuje Ti, obsah Al v ňom väčšinou prevažuje nad Ca a má vysoký obsah MnO ($910\text{--}1460$ ppm). Preto odvodzovať geotektonickú pozíciu metaperidotitu až peridotitu z chemického zloženia objemovej analýzy nemožno a rovnako nemožno pokladať metaperidotit až peridotit za ku-

mulátovú magmatickú horninu kryštalizujúcu na hranici plášťa a oceánskej kôry alebo ju považovať za mafický kumulát s chromitou mineralizáciou v ofiolitovej suíte. Kumulátový ultramafit, dunit alebo harzburgit, ktorý by vznikol na hranici vrchného plášťa a oceánskej kôry by Na, K a Mn (klinoenstatit, diopsid, amfibol, spinel) v primárnych mineráloch obsahovať nemohol a obsahoval by aspoň 2000 ppm TiO₂. Metaperidotit od Jakloviec a Sedlíc má obsah TiO₂ 60–210 ppm (priemerne 130 ppm).

Mineralogický, petrologický a chemický výskum ne našiel dôkaz o tom, že by bol jaklovský a sedlický metaperidotit býval v magmatickom štádiu súčasťou interakcie oceánskej kôry a plášťa, ako sa to doteraz predpokladalo a v mnohých rekonštrukciách oceána meliatika aj interpretovalo.

P-T dráha metamorfózy peridotitu od Sedlíc a Jakloviec prebiehala v týchto štyroch štádiách:

A. Štádium kryštalizácie peridotitu prebiehalo pri teplote 1150–1300 °C a tlaku 25–31 kbar v magmatickom a subsolidovom štádiu kryštalizácie asociácie Fo + cEn – En + Di(1).

B. Štádium eklogitizácie peridotitu prebiehalo v prográdnej ultravysokotlakovej metamorfóze a tlakový vrchol metamorfózy bol na hranici stability coesitu a kremeňa v oblasti teploty 850–1000 °C a tlaku v intervale 26–30 kbar. Vznikla v ňom minerálna asociácia Dol + Qtz – Coes-Qtz + Di(1 a 2) + cEn(Na) + Grt(Uvar-And) ± Cr-AlSpl ± Tr(Na) ± MgHbl(Na). Je pravdepodobné, že cEn(Na) bol už v tomto štádiu stabilnou fázou po pseudomorfóze P2/c klinohypersténu, ktorý kryštalizoval pri tlaku nad 60 kbar. Podľa tohto predpokladu bol metaperidotit do P-T podmienok štádia A dopravený z oveľa väčšej hĺbky (nad 120 km).

C. Retrográdne štádium exhumácie metaperidotitu prebiehalo v eklogitovej fácií a v poli stability Qtz s minerálnou asociáciou MnSpl + Cr-AlSpl + KAtg + Di3 + Atg ± Grt (Uvar-And, Uvar, And) ± KCl ± Chl. V tomto štádiu sa zistila teplota 550–650 °C a tlak 22–26 kbar.

D. Štádium exhumácie metaperidotitu prebiehalo v eklogitovej fácií na hranici teploty 350–380 °C a tlaku 9–11 kbar alebo v ekvivalente v gemitiku už definovanej pumpellyitovo-aktinolitovej fácií retrográdnej metamorfózy. V metaperidotite retrográdnej metamorfózy v ňom kryštalizovala asociácia Lz + Ctl + KCl + Mag + NiS.

Model pohybu a exhumácie metaperidotitu sa zrekonstruoval na základe mineralogického, petrologického a chemického štúdia metaperidotitu. Odvodila sa exhumácia v studenom type subdukčnej zóny v závislosti od rozličnej hĺbky a časovej postupnosti rekryštalizácie metaperidotitu. Magmatická kryštalizácia peridotitu (štádium A) prebehla v kline plášťa pod kontinentálnou doskou na izoterme 1300–1200 °C. Peridotit bol potom vtiahnutý (štádium B) do P-T podmienok ultravysokotlakovej metamorfózy na hranici stability coesitu a kremeňa. Vznikla asociácia dolomit + coesit(?) – kremeň na úkor čiastočne nestabilného Al diopsidu (Di2) ako výsledok interakcie plášťového CO₂ a diopsidu.

Primárny minerál diopsid a klinoenstatit viažu vo svojej štruktúre Na ± K, ktoré sa uvoľnili pri tavení subdu-

kovaného materiálu v oblasti vzniku Na±K typu magmy ostrovného oblúka (Arc Magmagenesis) v hĺbke okolo 100 km. Je pravdepodobné, že peridotit až metaperidotit bol do kryštalizačnej polohy štádia A a B transportovaný z oveľa väčšej hĺbky (nad 120 km).

Štádium A a B metaperidotitu bolo späté s tokom plášťa na rohu zavesenej kontinentálnej dosky. Prúdenie plášťa vyvolala subdukcia materiálu litosféry. Retrográdna eklogitizácia, hydratácia metaperidotitu (štádium C) a interakcia metaperidotitu s chladnejším fluidom pokračovali a prebehli v oblasti pokračujúceho úbytku fluida z posúvajúcej sa dosky. Bolo to štádium interakcie fluida s obsahom K + Mn ± Na s olivínom, Cr-Al spinelom a klinopyroxénom na izoterme 600 °C. Zdroj K + Mn ± Na v chladnejšom fluide je v subdukovanej doske litosféry. K + Mn ± Na sa v metaperidotite viazali v serpentínových mineráloch s obsahom K a Mn v spineli. Exhumácia metaperidotitu medzi štádiom B a C sa začala po dlhšom čase, keď reverzný pohyb plášťa začal exhumovať eklogitizovaný metaperidotit reverzným pohybom smerom na povrch. Bolo to štádium ultravysokotlakovej eklogitovej fácie na začiatku exhumácie (B) a retrográdnej eklogitovej fácie v štádiu C. Exhumácia plynulo pokračovala v P-T ekvivalente pumpellyitovo-aktinolitovej fácie na izoterme 350 °C, ktorá bola spojená s kryštalizáciou chryzotilu – lizarditu a magnetitu (štádium D). Metaperidotit sa potom do akrečnej prizmy triasových a jurských sedimentov meliatika umiestnil ako tektonický relikť serpentinizovaných ultramafických hornín.

Podakovanie. Ďakujem recenzentovi doc. RNDr. Emilovi Jelínkovi, CSc., za cenné pripomienky, ktoré mi pomohli zlepšiť túto štúdiu. Za kvalitnú analýzu ďakujem Dr. Pavlovi Šimanovi a Dr. Patrikovi Konečnému.

Literatúra

- Bailey, S. W., 1988: Hydrous Phyllosilicates (exclusive of mica). *Rev. Mineralogy*, 19.
- Banno, S., 1998: Pumpellyite – actinolite facies of the Sanbagawa metamorphism. *J. metamorphic Geol.*, 16, 117–128.
- Banno, S., Sakai, Ch. & Higashino, T., 1986: Pressure – temperature trajectory of the Sanbagawa metamorphism deduced from garnet zoning. *Lithos*, 19, 51–63.
- Berman, R. G., 1987: Geocalc. Software of the University of British Columbia. Vancouver, Canada VGT 2B4.
- Cloos, W. A., 1993: Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 105, 715–737.
- Davies, J. H. & Stevenson, D. J., 1992: Physical model of source region of subduction zone volcanics. *J. geophys. Res.*, 97, 2037–2070.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1992: An introduction to The Rock-Forming Minerals. Second edition, Longman Scientific & Technical.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1997a: Rock-Forming Minerals – Orthosilicates (Garnet group). Volume 1A Second Edition, The Geological Society London, 480–640.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1997b: Rock-Forming Minerals – Single-Chain Silicates (Pyroxenes). Volume 2A Second Edition, The Geological Society London, 20–198.
- Ernst, W. G. & Liou, J. G., 1995: Contrasting plate – tectonic styles of

- the Qinling - Dabie - Sulu and Franciscan metamorphic belts. *Geology*, 23, 353-356.
- Furukawa, N. & Ogasawara, Y., 1998: New occurrence of clino-hyperstene(?) in garnet - bearing ultramafic rock from Donghai in Su-Lu terrane, eastern China: EOS (Trans. Amer. Geophys. Union.), 79, 990.
- Gasparik, T., 1984: Two - pyroxene thermometry with new experimental data in the system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. *Contr. Mineral. Petrology*, 87, 87-97.
- Gasparik, T., 1990: A thermodynamic model for the enstatite-diopside join. *Amer. Mineralogist*, 75, 1080-1091.
- Goto, A. & Tatsumi, Y., 1990: Stability of chlorite in the upper mantle. *Amer. Mineralogist*, 75, 105-108.
- Grecula, P., 1982: Gemerikum - segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Mineralia Slov. - Monogr., Bratislava, Alfa, 1-263*.
- Hiramatsu, N. & Hirajima, T., 1995: Petrology of the Hujialin garnet clinopyroxenite in the Su - Lu ultrahigh - pressure province, eastern China. *The Island Arc*, 4, 310-323.
- Hovorka, D., 1985: Ultramafic Rocks of the Western Carpathians (Czechoslovakia). *Monograf. Bratislava*.
- Ibarguchi Gil, J. I., Ábalos, B., Azcarraga, J. & Puelles, P., 1999: Deformation, high - pressure metamorphism and exhumation of ultramafic rocks in a deep subduction/collision setting (Cabo Ortegal, NW Spain). *J. metamorphic Geol.*, 17, 747-764.
- Kamenický, J., 1957: Serpentinizácia diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Zoš.*, 45, 3-71.
- Kunugiza, K., Takasu, A. & Banno, S., 1986: The origin and metamorphic history of the ultramafic and metagabbro bodies in the Sanbagawa metamorphic belt. *Geol. Soc. Amer. Memoir*, 167, 375-386.
- Leake, B. E., 1997: Nomenclatures of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Amer. Mineralogist*, 82, 1019-1037.
- Lindsley, D. H., 1991: Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance. *Rev. Mineralogy*, 25.
- Mori, T., 1976: Pyroxene equilibria in ultramafic rocks. MS, PhD thesis. *Australian National University, Canberra*.
- Morimoto, N., 1988: Nomenclature of Pyroxenes. *Mineral. Petrology*, 39, 55-76.
- Niida, K. & Green, D. H., 1999: Stability and chemical composition of pargasitic amphibole in MORB pyroxite under upper mantle conditions. *Contr. Mineral. Petrology*, 135, 18-40.
- Polák, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Braniska a Čiernej Hory 1 : 50 000. *Vyd. D. Štúra, Bratislava*, 99-124.
- Price, R. C., Stewart, R. B., Woodhead, J. D. & Smith I. E. M., 1999: Petrogenesis of High - K Arc Magmas: Evidence from Egmont Volcano, North Island, New Zealand. *J. Petrology* 40, 1, 167-197.
- Radvanec, M., 1999: Eklogitizované klinopyroxenické gabro s retrográdnou metamorfózou v pumpellyitovo-aktinolitovej fácií na vrchu Babiná a Ostrá (gemerikum). *Mineralia Slov.*, 31, 467-484.
- Rojkovič, I., 1981: Paragenéza rudných minerálov sprevádzajúcich serpentinizáciu ultramafických hornín Západných Karpát. In: *Paleovulkanizmus Západných Karpát. Geol. Ústav D. Štúra, Bratislava*, 159-167.
- Sack, R. O. & Ghiorso, M. S., 1991: Chromian spinels as petrogenetic indicators: Thermodynamic and petrological applications. *Amer. Mineralogist*, 76, 827-847.
- Wallis, S., Enami, M. & Banno, S., 1999: The Sulu UHP Terrane: A Review of the Petrology and Structural Geology. *Int. Geol. Rev.*, 41, 906-920.
- Welch, M. D. & Pawley, A. R., 1991: Tremolite: New enthalpy and entropy data from a phase equilibrium study of the reaction tremolite = 2 diopside + 1.5 orthoenstatite + β -quartz + H_2O . *Amer. Mineralogist*, 76, 1931-1939.
- Trouw, R. A. J., Simões, L. S. A. & Valladares, C. S., 1998: Metamorphic evolution of a subduction complex, South Shetland Islands, Antarctica. *J. metamorphic Geol.*, 16, 475-490.
- Zlocha, J., 1977: Jaklovce - VP, chryzotilový azbest. [Záverečná správa.] *Manuskript - archív Geol. služba SR, Spišská Nová Ves*.
- Zlocha, J., 1980: Záverečná správa a výpočet zásob. Jaklovce - VP, chryzotilový azbest. *Manuskript - archív Geofond, Bratislava*.
- Zhang, R. Y., Liou, J. G., Shau, Y. H. & Lo, C. H., 1998: Occurrence of clinoenstatite in ultradeep (> 200 km) garnet pyroxenite from the Sulu UHP terrane, eastern China: EOS (Trans. Amer. Geophys. Union), 79, 971.
- Zhang, Ru-Yuan., Hirajima, T., Banno, S., Cong, B. & Liou, J. G., 1995: Petrology of ultrahigh-pressure rocks from the southern Su-Lu region, eastern China. *J. metamorphic Geol.*, 13, 659-675.

P-T path and exhumation of ultra-high pressure metamorphosed peridotite at Jaklovce on the north of Gemericum and on the locality Skalka at Sedlice northward of the zone Branisko - Čierna hora Mts. (Western Carpathians, Slovakia)

The mineral composition of tectonically bounded metaperidotite bodies at Jaklovce and Sedlice is approximately similar (Tab. 1).

Metaperidotite contains chemically homogeneous forsterite ($\text{Fo} = 94-91\%$, Sedlice; $90-92\%$, Jaklovce). Clinoenstatite ($\text{Na}_2\text{O} = 0.70-1.15\text{ wt. \%}$, Sedlice; $0.63-1.09\text{ wt. \%}$, Jaklovce) has in both localities similar Al_2O_3 content, i.e. $2.19-3.47\%$ in Sedlice, $3.59-3.96\%$ in Jaklovce (Tab. 3). Internal cleavage of clinoenstatite has monoclinic form with combination of 45° and 120° angles (Fig. 5) representing either primary lattice or recrystallization from orthopyroxene to clinopyroxene form under temperatures $650-700^\circ\text{C}$ and pressures to 70 kbar. Homogeneous distribution of Na content in clinoenstatite structure is in all probability primary and indicates the clinopyroxene crystallization without change from "orthoform" to "clinoform". It is probable that clinoenstatite represents P2/c pseudomorph from ultra-high pressure clinohyperstene, being stable above 60 kbar. In Jaklovce metaperidotite the Al-diopside (Di) crystallized together with clinoenstatite in the appearance of exsolution lamellae together with oldest olivine being changed to antigorite (Fig. 2). Al-diopside (Di1) has high Al_2O_3 content ($5.12-6.19\%$; $\text{CaTs} =$

$1.75-4.91\%$, Tab. 3) being tied in the diopside structure under temperature $800-1000^\circ\text{C}$. Youngest generation of Al-diopside (Di2) at Jaklovce has lower Al_2O_3 content ($2.92-4.72\%$; $\text{CaTs} = 0-1.95\%$, Tab. 3), which indicates crystallization below 800°C . Al-diopside (Di2) did not represent a stable phase during the high-pressure metamorphism and partially has been changed to dolomite + coesite(?) - quartz according to the reaction $\text{Di} + 2\text{CO}_2 = \text{Dol} + 2\text{Coes} + \text{Qtz}$ (Fig. 6). At Sedlice only one generation of Al-diopside occurs. According to Al_2O_3 content ($3.37-3.89\%$; $\text{CaTs} = 0$, Tab. 3) it represents an equivalent of younger Al-diopside (Di2) from Jaklovce metaperidotite. Youngest form of Al-diopside and diopside to augite (Di3) have been found only in Jaklovce metaperidotite. This diopside crystallized during metamorphism of peridotite below 600°C , because it does not contain the Tschermak substitution ($\text{CaTs} = 0$). In matrix it grew in hypidiomorphic form on the margin of K-antigorite and on its rim. Youngest diopside (Di3) is, according to Al-Na substitution, on jadeite substitution trend (Figs 3 and 4).

From the group of serpentine minerals antigorite and chrysotile have been found in metaperidotite on both localities (Tab. 5, Fig. 12). Lizardite ($\text{Na}_2\text{O} 0-0.82\%$), antigorite

(KAtg; K_2O 0.84–3.42 %, Na_2O 0.52–0.83 %) and chrysotile (KCl; K_2O 4.05–4.23 %, Na_2O 0.48–0.93 %) occurred at Jaklovce. The Sedlice metaperidotite contains also antigorite (NaAtg; Na_2O 0.61–0.96 %) and also chrysotile (NaCl) there locally contains 1.13 % Na_2O (Fig. 12). During early hydration of Jaklovce metaperidotite the antigorite crystallized as pseudomorph under olivine, while coexisting oldest diopside (Di1) remained the stable phase (Fig. 2).

Cr-Al-spinel (Figs. 8 and 9, chrompicotite) is on the rim replaced to Mn-spinel with MnO content 11.47–16.80 % (Jaklovce) and 0.63–1.61 % (Sedlice). According to chemical classification the Mn-spinel belongs to substitution row manganoferrichromite-jacobsite-manganochromite (Fig. 10) and according to chemical composition it is on substitution trend magnoferrichromite $(FeMg)(CrFe^{3+})_2O_4$ – manganoferrichromite $(Mn)(CrFe^{3+})_2O_4$. Magnetite crystallized on Mn-spinel as the youngest rim or in its vicinity (Fig. 11).

Metaperidotite from Jaklovce locally contains also garnet (Tab. 4, Fig. 13). It is present around spinel often in the form of aggregate (Fig. 8) and present is closed in the mixture of antigorite + chrysotile + lizardite together with relicts of Al-diopside (Di2). The garnet grains are chemically inhomogeneous with non-concentric sharp boundaries. It is not rare that one part of the grain is represented by uvarovite and another one by andradite, or the grain is partly uvarovite to andradite and partly andradite. Metaperidotite from Sedlice contains amphibole of the substitution row tremolite – Mg-hornblend locally replacing clinoenstatite. The structure of tremolite and Mg-hornblend contains high content of Na_2O (1.11–1.67 %). The dolomite and crystallization mixture of dolomite and calcite occur on both localities in idiomorphic and hypidiomorphic form and dolomite does not constitute veinlets. In metaperidotite near Jaklovce the dolomite has disintegration texture together with coesite(?) – quartz (Fig. 6).

On the rim of magnetite and the outer rim of Al-diopside (Di2) the chlorite with $Fe/(Fe+Mg)$ ratio 0.21 occurs. In the fractures of Al-diopside (Di2) the older Mg-chlorite with ratio 0.05 was found. According to the chemical classification chlorite belongs to the field of diabantite – clinochlor – peninit (Tab. 5).

The sulphide grains $(Fe_{5.26}Ni_{7.82})_{13.08}S_{11}$ from the row pentlandite (Fe, Ni) $_8S_8$ – heazlewoodite $Ni_{18}S_{12}$ occur in Jaklovce metaperidotite. Sulphide occurs in assemblage olivine, clinoenstatite and diopside.

The bulk chemical analysis of metaperidotite with different ratio of clinopyroxene and olivine support finding, that metaperidotite from both localities is the same rock (Tab. 8 and Fig. 16). It does not contain Ti, the Al content in the metaperidotite prevailingly prevails over Ca and has the high MnO content (910–1460 ppm). This is the reason why it is not possible to derive the geotectonic position of metaperidotite to peridotite from the bulk chemical composition as well as it is not possible to regard metaperidotite to peridotite as cumulative magmatic rock crystallizing on the boundary of mantle and oceanic crust or to regard it as mafic cumulate with chromite mineralization in ophiolite suite. Cumulative ultramafite, dunite or harzburgite at the boundary of upper mantle and oceanic crust would not contain Na, K and Mn (in clinoenstatite, diopside, amphibole, spinel and garnet; Tabs. 3–6) and would contain at least 2000 ppm of TiO_2 . Metaperidotite from Jaklovce and Sedlice has TiO_2 content 60–210 ppm (in average 130 ppm, Tab. 8).

Mineralogical, petrological and chemical investigation did not find any proof that metaperidotite from Jaklovce and Sedlice would belong to the interaction zone of oceanic crust and mantle in the magmatic stage, as it was until recent sup-

posed and in numerous reconstructions of Mesozoic Meliata ocean also interpreted.

The anticlockwise P-T path of the peridotite from Sedlice and Jaklovce consists from four stages (Fig. 15):

A. The stage of crystallization of peridotite under temperature 1150–1300 °C and pressure 25–31 kbar in magmatic and subsolidic stage of crystallization of assemblage $Fo + cEn - En + Di$ (1).

B. Stage of eclogitization of peridotite in prograde ultra-high pressure metamorphism. The pressure peak of metamorphism has been on the stability boundary of coesite and quartz in the temperature range 850–1000 °C and pressure interval 26–30 kbar. There originated the mineral assemblage $Dol + Qtz - Coes - Qtz + Di(1+2) + cEn(Na) + Grt$ (Uvar-And) $\pm \pm Cr-AlSpl \pm Tr(Na) \pm MgHbl(Na)$. It is probable that in this stage cEn(Na) already represents the stable phase after pseudomorph P2/c of clinohypersthene, which crystallized under pressure above 60 kbar. According to this the metaperidotite would be transported to the P-T conditions of A stage from much greater depth (above 120 km).

C. Retrograde stage of metaperidotite exhumation was in eclogite facies and in the Qtz stability field with mineral assemblage $MnSpl + Cr-AlSpl + KAtg + Di3 + Atg \pm Grt$ (Uvar-And, Uvar, And) $\pm KCl \pm Chl$. The temperature 550–650 °C and pressure 22–26 kbar characterizes this stage.

D. Exhumation stage of metaperidotite has undergone in pumpellyite-actinolite facies of retrograde metamorphism (350–380 °C, 9–11 kbar), already well defined in Gemicum. In metaperidotite of retrograde metamorphism there crystallized assemblage $Lz + Ctl + KCl + Mag + NiS$.

Hanging wall crystallization of peridotite (A stage) has undergone in the mantle edge below the continental crust on isotherm 1300–1200 °C (Fig. 17). Peridotite has been then pulled into the P-T conditions of ultra-high pressure metamorphism in the boundary of coesite and quartz stability (B stage). The assemblage dolomite + coesite(?) – quartz originated in this stage on account of partly unstable Al-diopside (Di2) as a result of interaction of mantle CO_2 and diopside.

The primary minerals diopside and clinoenstatite bound in their structure $Na \pm K$. These elements were liberated by melting of subducted material in the area of origin of $Na \pm K$ island arc magma type (Arc Magmatogenesis) in the depth of about 100 km. We suppose, that metaperidotite has been transported to crystallization position of the A and B stages from much greater depth (above 120 km).

The A and B stages of metaperidotite have been connected with the mantle flow at the edge of suspended continental plate. The mantle flow has been evoked by subduction of the lithospheric material. Retrograde eclogitization, hydration of metaperidotite (C stage) and interaction of metaperidotite with the colder fluid have followed in the area of continuing fluid depletion from the shifted plate. It was the stage of fluid, rich in $K + Mn \pm Na$, interaction with olivine, Cr-Al-spinel and clinopyroxene on the isotherm 600 °C. The $K + Mn \pm Na$ in colder fluid is derived from subducted lithospheric plate. These elements in metaperidotite have been tied in serpentine minerals with K and Mn contents in spinel. Exhumation of metaperidotite between stages B and C started after longer time and its reason was the reversal movement of mantle towards the surface. It was the stage of ultra-high pressure eclogite facies on the onset of exhumation (B) and retrograde eclogite facies of the C stage. Exhumation fluently continued in P-T equivalent of pumpellyite-actinolite facies on isotherm 350 °C, being connected with crystallization of chrysotile – lizardite and magnetite (D stage). Metaperidotite has been then placed into the accretion prism of Triassic and Jurassic sediments of Meliaticum as tectonic relict of serpentized ultramafic rocks.

Neotektonický charakter územia Slovenska

JOZEF HÓK¹, MIROSLAV BIELIK², PETER KOVÁČ¹ a MARTIN ŠUJAN⁴

¹Geologická služba Slovenskej republiky, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
e-mail: hok@gssr.sk

²Geofyzikálny ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 28 Bratislava
e-mail: geofmiro@savba.sk

⁴EQUIS Ltd., Račianska 57, 831 02 Bratislava

(Doručené 18. 5. 2000)

Neotectonic character of Slovakia

Main aim of the article is to focus attention of the Slovak geological community on neotectonics. Proposal for definition of neotectonics is presented and discussed. Neotectonics for the territory of Slovakia and the Western Carpathians have been defined as tectonic events and processes that have occurred in post Miocene and continuing at the present day. Neotectonic character of Slovakia is estimated from the viewpoint of following aspects: i) fault pattern, ii) recent stress field, iii) recent vertical movement tendencies related to crust thickness and heat flow, iv) position and character of the seismotectonic zones (Klippen belt zone, Čertovica zone and Rába–Hurbanovo zone) which have been proposed and discussed, as well as v) Slovak territory have been divided into neotectonic regions on the basis of above mentioned aspects.

Key words: neotectonics, fault pattern, recent stress field, recent vertical movement tendencies, seismotectonic zones, neotectonic regions, Slovakia

Úvod

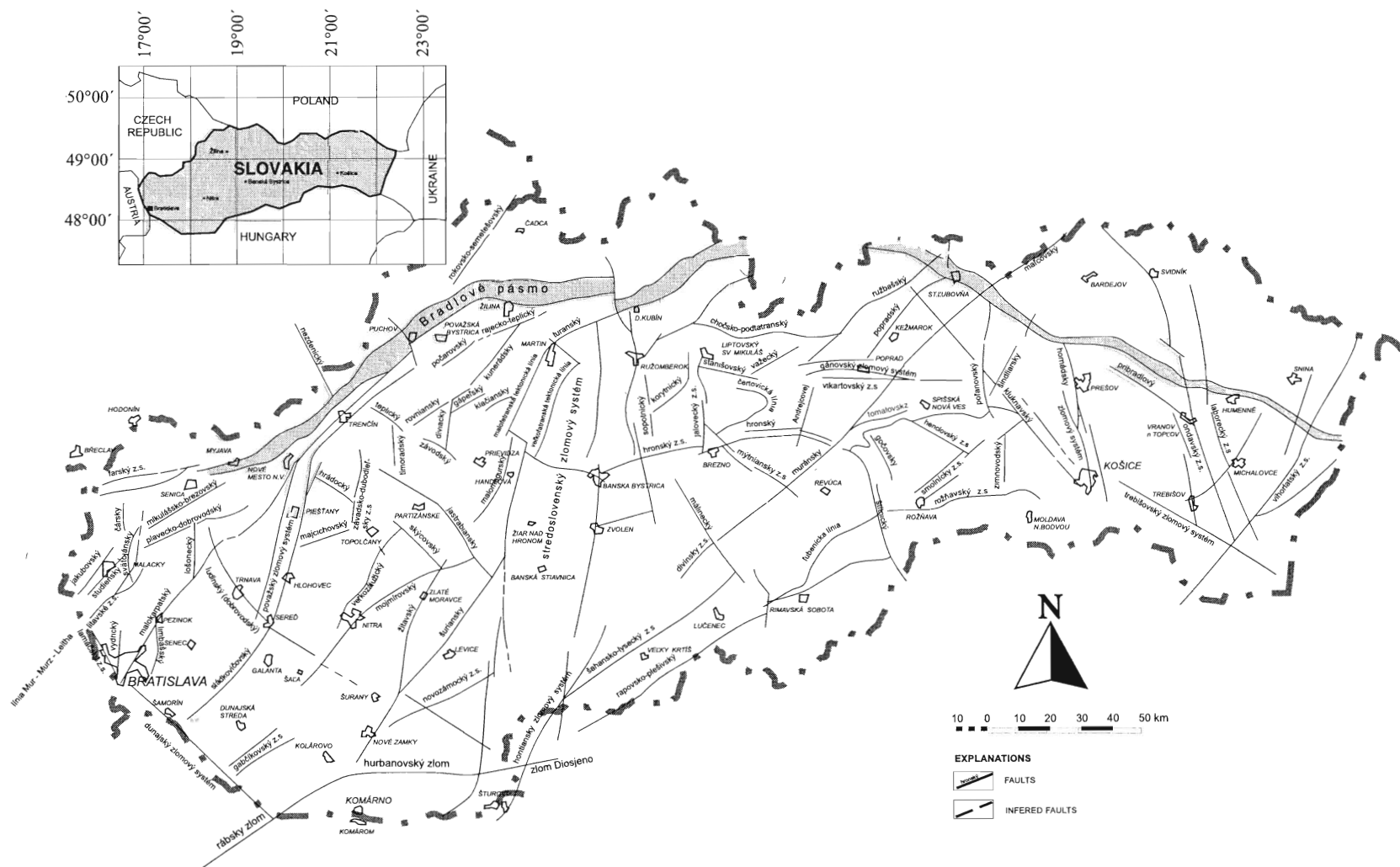
Definícia neotektoniky naráža na úskalia vychádzajúce z rozličných pohľadov na tektonické procesy, ich trvanie, intenzitu a veľkosť regiónu, ktorý postihli. Najčastejšie sa pri nich operuje časovým, redšie geologickým, resp. tektonicko-geologickým hľadiskom. Vo všeobecnosti termín neotektonika pomenúva najmladšie tektonické procesy a udalosti, ktoré postihli istý región. Slemons (in Stewart a Hancock, 1994) chápe neotektoniku ako tektonické udalosti a tektonické procesy, ktoré sa odohrali po miocéne. Podľa Mörnera (1990) sa neotektonické udalosti a procesy začínajú v rozličných regiónoch v odlišnom čase v závislosti od aktuálneho tektonického režimu. Za neotektonické možno zároveň považovať udalosti, ktoré sa začali v minulosti a trvajú doteraz. Muir Wood a Mallard (1992) majú podobný, aj keď mierne modifikovaný názor. Neotektonické udalosti a procesy sú podľa nich tie, ktoré vznikli alebo trvajú v aktuálnom tektonickom režime. Pospíšil et al. (1992) vymedzili pre neotektonické pohyby v Západných Karpatoch úsek od sarmatu po kvartér, t. j. obdobie po posledných prejavoch vrásových a príkrovových pohybov. Explicitne neuvádzajú, ktoré príkrovové a vrásové pohyby by mali byť limitujúce, ale z textu implicitne vychodí, že by malo ísť o oblasť časti externíd (sensu Mišík et al., 1985) Západných Karpát, t. j. o flyšové pásmo, kde však príkrovové a vrásové pohyby mali diachrónny charakter a trvali dlhšie.

Vývoj alpsko-karpatsko-panónskej oblasti (ALCAPA) a súčasná pozícia jej megajednotiek je spätá so šíkmou

kolíziou a nasledujúcim únikom kôrových segmentov (megajednotiek) z kolíznej oblasti na rozhraní východných Álp a Českého masívu (c. f. Ratschbacher et al., 1991). Celý proces sprevádzala kompresia a vznik časovo diachrónnych príkrovov v čele orogénu (c. f. Jiříček, 1979), rotácia segmentov (c. f. Csontos, 1995), časovo postupná transpresia, transtenzia až extenzia v tylovej časti orogénu (c. f. Kováč a Baráth, 1995) sprevádzaná vulkanizmom zaoblúkového typu (c. f. Lexa et al., 1993). V celom tektonickom vývoji možno vydeliť niekoľko tektonicko-sedimentárnych megacyklov, z ktorých práve začiatok posledného sa kladie na hranicu miocén–pliocén (Kováč a Baráth, 1995; Kováč et al., 1997). Zhodne so začiatkom posledného megacyklu, t. j. od konca miocénu sa zároveň zmenili charakteristiky napätového poľa, ktoré trvajú do recentu (Bada, 1999). Termín neotektonika pre územie Slovenska a Západných Karpát definujeme v zhode s Hrašňom (1998) ako tektonické udalosti a procesy, ktoré sa odohrali od konca miocénu po recent. Tento časový úsek zahŕňa približne posledných 5,4 miliónov rokov.

V západokarpatskej literatúre sa v tomto období z hľadiska tektoniky diskutuje málo, a preto sa tento príspevok zaoberá hlavnými prejavmi neotektonickej aktivity na území Slovenska a chceme ním vyvolať diskusiu o neotektonike.

Tektonická aktivita priamo súvisí so seizmickou, a preto sa seizmicky aktívne oblasti pokúšame korelovať s geologickými štruktúrami na základe súčasných poznatkov o geologickej stavbe Slovenska, recentného napätového režimu a geofyzikálnych indícií o stavbe litosféry



Obr. 1. Mapa zlomov a zlomových systémov na území Slovenska.

Fig. 1. The map of faults and faults systems in Slovak territory.

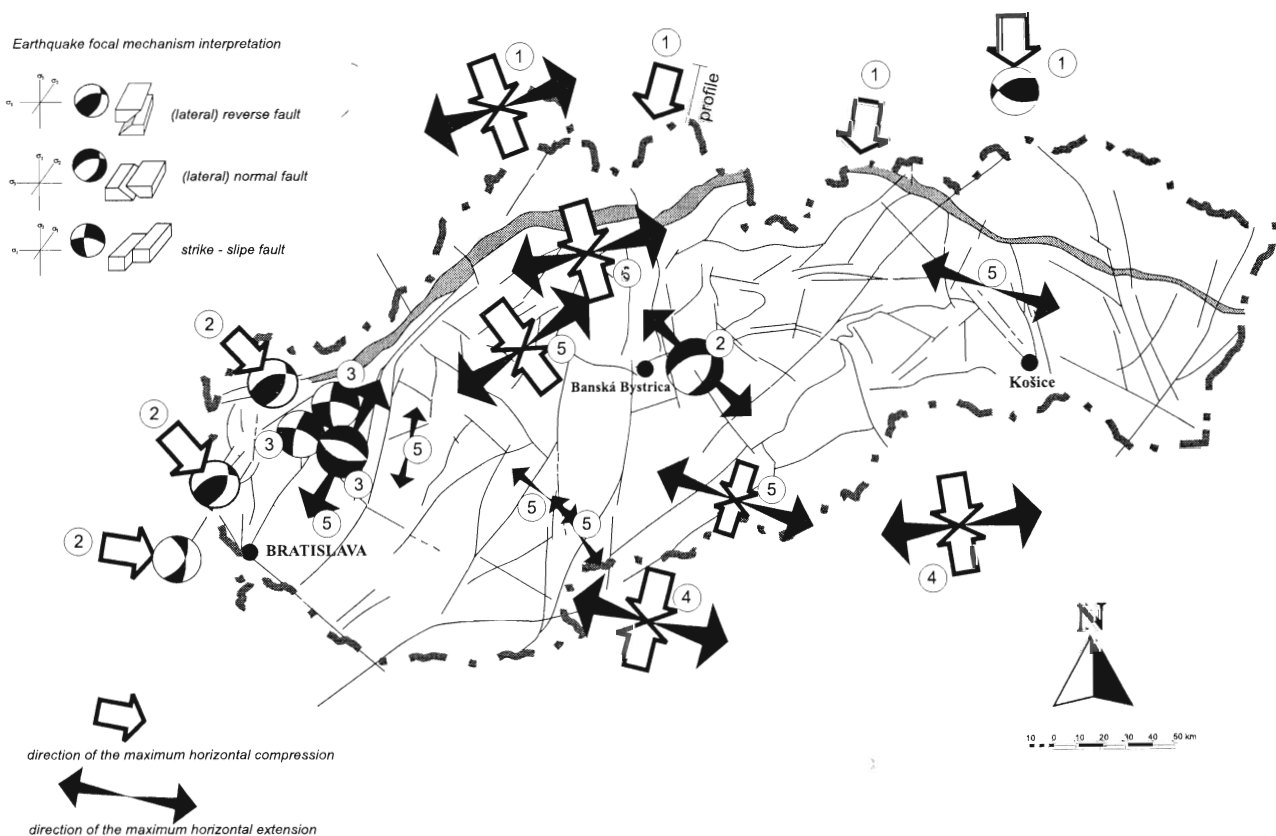
Západných Karpát. Na lepšie pochopenie neotektonických procesov sme zostavili mapy priamych alebo odvodených prejavov recentnej tektonickej aktivity. Čiastočne diskutujeme o výsledkoch publikovanej seizmotektonickej mapy Slovenska (Hrašná, 1997) a seizmogénnych zón Západných Karpát (Šefara et al., 1998) a nadväzujeme na ne. Na základe prehodnotenia poznatkov predchádzajúcich prác – predovšetkým Fusána et al. (1987) a Pospíšila et al. (1992) – zároveň navrhujeme odlišné neotektonické členenie Západných Karpát v rámci územia Slovenska.

Zlomové systémy na území Slovenska

Zlomy, ktoré možno identifikovať v súčasnosti, boli aktívne ako prevažne krehké deformačné zóny v neoalpínskej tektonickej etape vývoja územia Slovenska. Termínom neoalpínska tektonická etapa označujeme tektonickú aktivitu od začiatku terciéru po recent zahŕňajúcu aj neotektonické udalosti. Na základe poznatkov o orientácii paleonapäťového poľa, geotektonickej pozícii, charaktere sedimentácie, ako aj geologických a geofyzikálnych kritérií sme zostavili mapu zlomových systémov územia Slovenska (obr. 1) a ich neoalpínsku aktivitu vieme preukázať. V mape sú zobrazené zlomy, ktoré zásadne podmieňujú rozmiestnenie geologických objektov, sú geo-

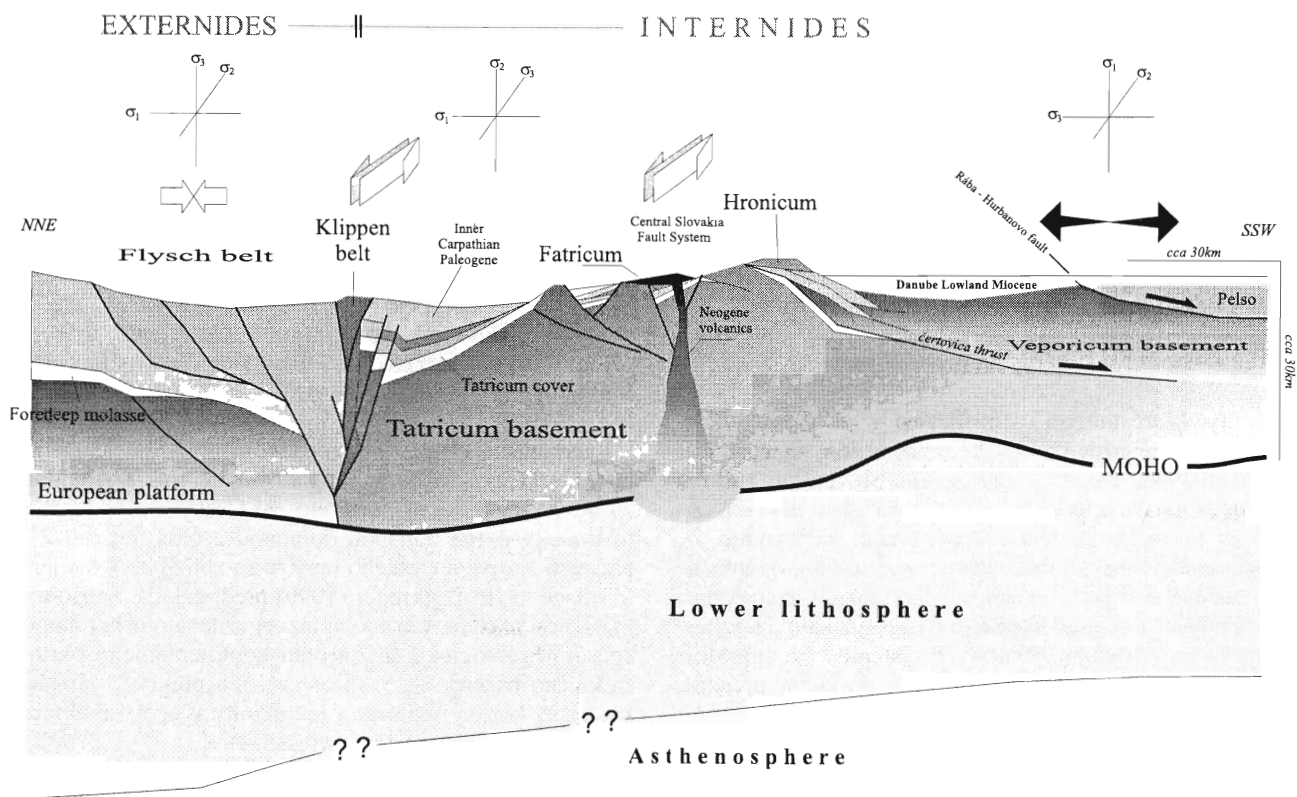
logicky verifikovateľné, mali v tektonickom vývoji podstatnú úlohu a prejavujú sa aj v geofyzikálnom obraze. Zlomy označujeme prioritnými názvami (c. f. Hók et al., 1997). Pri tvorbe mapy sme vychádzali najmä zo štruktúrno-geologickej mapy ČSSR (zostavenej na základe interpretácie kozmických snímok v mierke 1: 500 000; Reichwalder, 1984), z geologickej mapy Slovenskej republiky v mierke 1: 500 000 (Biely et al., 1995), tektonickej mapy podložia terciéru vnútorných Západných Karpát (Fusán et al., 1987) a z regionálnych geologických máp Slovenska v mierke 1: 50 000. Detailnejšie syntetizujúce údaje doplnené o nové fakty sme čerpali aj z práce Marka (1986), Csontos et al. (1991, 1992) a Maglaya et al. (1993).

Interpretácie zlomov kontinuálne prechádzajúcich z oblasti Českého masívu do Západných Karpát pokladáme za neopodstatnené najmä preto, že Český masív je geotektonicky úplne odlišnou doménou a blok interníd Západných Karpát a Českého masívu sa zblížil až v terciéri. V súlade s tým Lankreijer (1999) predpokladá, že zlomy, ktoré boli aktívne v paleoalpínskej a neoalpínskej etape, spôsobili reologickú anizotropiu kontinentálneho okraja flyšového bazéna, ale v súčasnosti ich prekrýva západo-karpatský kôrový segment a ich účinky v geofyzikálnych poliach sú prakticky nepozorovateľné.



Obr. 2. Mapa recentného napäťového poľa (zostavená podľa Jarosiňského, 1997; Pospíšila et al., 1992; Labáka et al., 1997; Gerner, 1992, a vlastných meraní a interpretácií).

Fig. 2. The map of recent stress field (compiled after Jarosiński, 1997; Pospíšil et al., 1992; Labák et al., 1997; Gerner, 1992; and original data).



Obr. 3. Zjednodušený profil časti Západných Karpát s vyznačenou pozíciou napätových osí
 Fig. 3. Simplified cross-section of part of the Western Carpathians with position of the stress axes

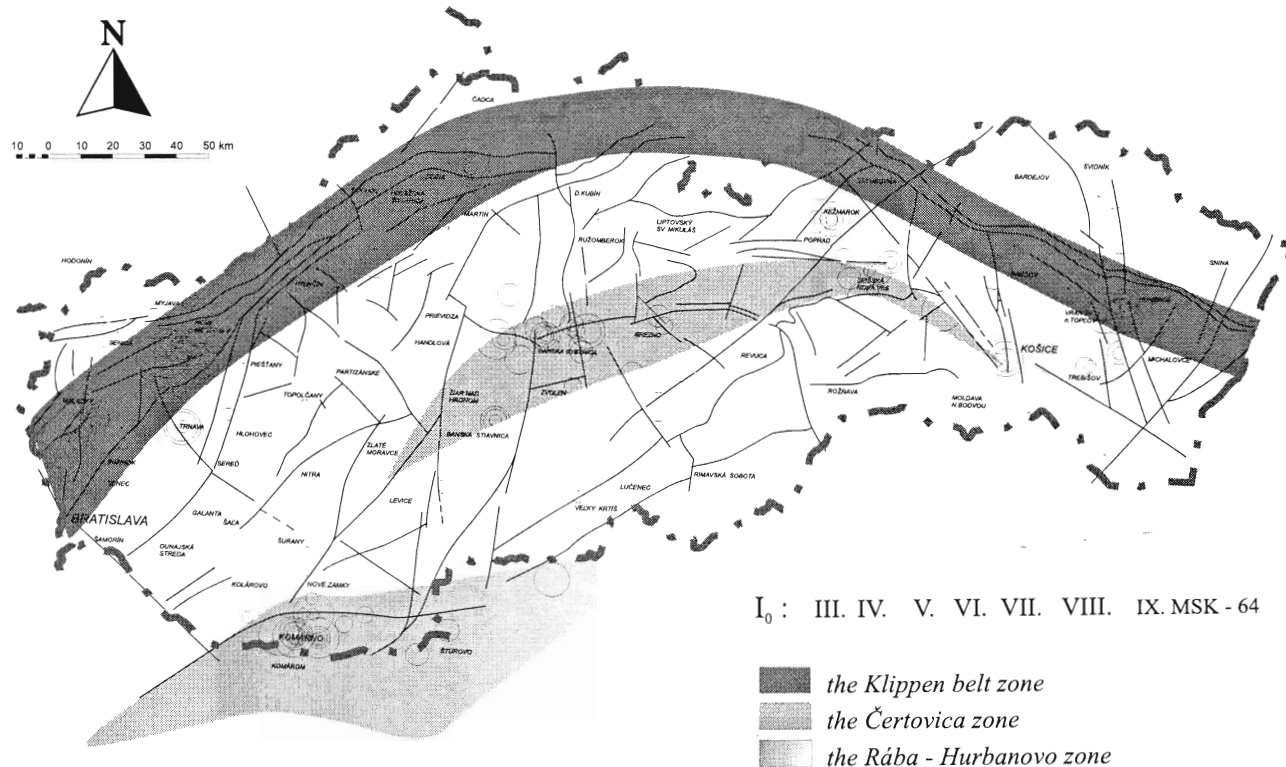
Recentné napätové pole

Recentné napätové pole Západných Karpát determinujú hlavné napätové zdroje celého alpsko-karpatsko-panónsko-dinaridského (PANCARDI) systému. Podľa Badovho (1999) modelu konečných elementov súčasného napätového poľa zdrojom prvého radu (niekoľko desiatok až stoviek MPa efektívnej elastickej hrúbky litosféry okolo 10 km) je rotácia adriatickej mikroplatne proti smeru hodinových ručičiek (tzv. adriatický tlak). Jej rotačný Eulerov pól má súradnice 46°N, 6°E. Zdrojom napätia druhého radu konvergencia a kompresia v zóne Vrancea (kolmá na východokarpatský oblúk) a slabá kompresia pochádzajúca od Českého masívu (kolmá na styk Českého masívu a Západných Karpát). Bada predpokladá stabilnú moezijskú platformu. Menší vplyv na súčasné napätové pole v tomto systéme má nerovnaká efektívna hrúbka litosféry. Naopak zdroje späté s topografiou môžu mať pomerne značný lokálny vplyv.

V priebehu neopalínskej tektonickej etapy napätové pole menilo orientáciu v závislosti od geodynamickej pozície bloku interníd (sensu Mišík et al., 1985) Západných Karpát (napr. Kováč et al., 1997; Nemčok et al., 1998). Orientácia kompresnej zložky v spodnom miocéne mala smer SZ–JV. V miocéne kompresná zložka postupne rotovala až do smeru SV–JZ vo vrchnom miocéne. V pliocéne bola kompresia orientovaná v temer identickom smere s recentným napätovým poľom (Bada, 1999).

Recentné napätové pole sme sa pokúsili stanoviť predovšetkým na základe publikovaných prác (Gerner, 1992; Müller et al., 1992; Zoback, 1992; Gerner et al., 1995; Gölke a Coblentz, 1996; Horváth a Cloetingh, 1996; Persson a Decker, 1996; Jarosiński, 1997; Bada, 1999), dostupných údajov fokálnych mechanizmov zemetrasení (Pospíšil et al., 1992; Jarosiński, 1997; Labák et al., 1997) a podľa výsledkov vlastných prác založených na štruktúrogeologických analýzach (Hók et al., 1995; Hók et al., 1997; Durmeková, 1998; Hók et al., 1998; obr. 2).

Kompresná zložka napätia varíruje v orientácii od smeru SZ–JV až Z–V v západnej časti Slovenska do smeru takmer S–J na východnom Slovensku. Centrálnu časť Slovenska možno charakterizovať iba na základe jediného dostupného údaju fokálneho mechanizmu zemetrasenia (Pospíšil et al., 1992). Sz. časť stredného Slovenska charakterizujeme na základe porušenia pliocénnych sedimentov z lokality Dubná skala a aktívneho zlomu na lokalite Martin-Močiare. Južnú časť stredného Slovenska charakterizuje jednak extenzia orientovaná v smere SZ–JV, ale aj horizontálne posuny s kompresiou orientovanou v smere SV–JZ. Charakter napätového poľa je odvodený z tektonického porušenia vulkanosedimentárnych komplexov cerovej bazaltovej formácie (vrchný pliocén – spodný pleistocén). Údaje možno korelovať s extenziou, ktorá sa prejavuje porušením pliocénnych sedimentov vo východnej, resp. sv. časti Podunajskej nížiny a telies travertínu pri Dudinciach. V sz. časti Podunajskej nížiny (rišňovská



Obr. 4. Mapa epicentier makroseizmicky pozorovaných zemetrasení na území Slovenska v období 1304–1990 (podľa Labáka a Broučka, 1996) s vyznačenými seizmickotektonickými zónami.

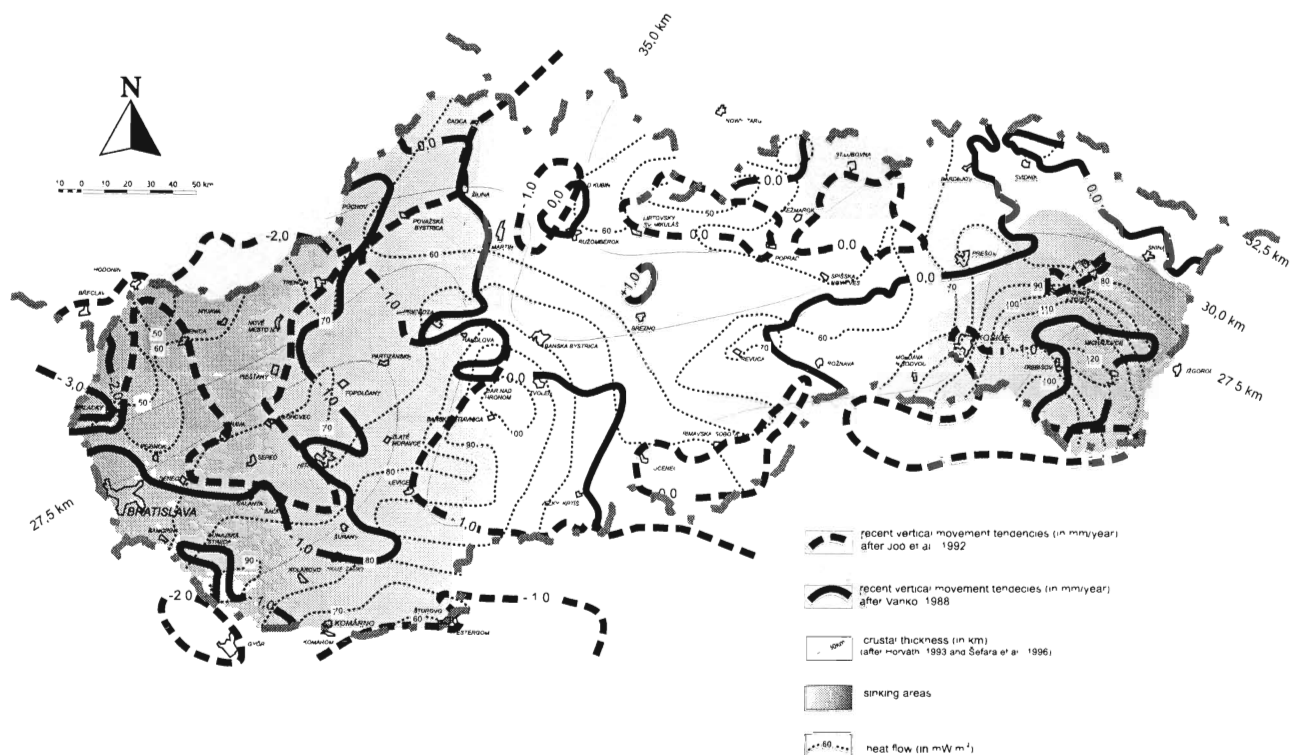
Fig. 4. The map of epicenters of macroseismically observed earthquakes on territory of Slovakia for the period 1304–1990 (after Labák and Brouček, 1996) with the seismotectonic zones.

a blatnianska depresia) sa orientácia extenzie odvodila z porušenia pliocénnych súvrství, geomorfologických interpretácií (Stankoviánsky, 1993; Stankoviánsky, 1994) a z fokálnych mechanizmov zemetrasenia (Labák et al., 1997). Extenzia má v tejto oblasti orientáciu SV–JZ (obr. 2).

Povahu napätového poľa vo vonkajších Západných Karpatoch a vo viedenskej panve, kde je kompresia orientovaná generálne kolmo na karpatský oblúk (Jarosiński, 1997; Bada, 1999), vysvetľujeme ako efekt pretrvávajúcej konvergencie stabilnej európskej platformy a bloku Západných Karpát. Napätové pole na strednom Slovensku možno rekonštruovať iba na základe jediného fokálneho mechanizmu zemetrasenia (Pospíšil et al., 1992), ktorý vykazuje ľavostranný pokles. Extenzia je orientovaná v smere SZ–JV, čo dávame do súvislosti s delamináciou zhrubnutej kôry, ktorá najpravdepodobnejšie prebieha na pôvodne príkrovovej ploche veporika a tatrika (c. f. Hók et al., 1997; Šefara et al., 1998). Topografický priemet tejto plochy v dnešnom erozívnom zreze reprezentuje čertovická línia. Tento predpoklad je v súlade s údajmi o hrúbke kôry na strednom Slovensku (napr. Horváth, 1993; Šefara et al., 1996), s geofyzikálnymi interpretáciami (napr. Bezák et al., 1993; Bezák et al., 1995; Šefara et al., 1998), ako aj s hodnotami recentných vertikálnych pohybových tendencií (obr. 5). Smerovú zmenu napätového poľa v Podu-

najskej nížine zatiaľ nevieme uspokojivo vysvetliť, a to aj pre chýbanie exaktnejších údajov o veku tektonicky porušených sedimentov (vrchný miocén?, pliocén?, pleistocén?), o charaktere, veku a distribúcií kvartérnych a pliocénnych sedimentov, o fokálnych mechanizmoch zemetrasení, ako aj chýbanie recentných meraní napätových zložiek *in situ*. Je možné, že zmenu ovplyvňuje extenzná povaha štruktúry čertovickej línie, ktorej pokračovanie predpokladáme práve v tejto časti podunajskej panvy (obr. 4). Dalším dôležitým predpokladom zmeny napätového režimu je zákonitá reorientácia hlavných napätových zložiek ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) zo zóny trvajúcej konvergencie v oblasti vonkajších Západných Karpát, kde prevláda prešmykovo/násunový charakter deformácie cez horizontálne posuny bezprostredne za oblasťou konvergencie (napr. transpresia v bradlovom pásme, transtenzia v stredoslovenskom zlomovom systéme až po „zaoblúkovú“ extenziu v centrálnych Západných Karpatoch (obr. 3). Táto zmena sa najmarkantnejšie prejavuje na západnom Slovensku, kde ju potvrdzujú aj fokálne mechanizmy odvodené zo zemetrasení vo viedenskej panve, dobrovodskej depresii a na sz. okraji blatnianskej depresie (obr. 2).

Predložená mapa (obr. 2) kompilátom aktuálneho stavu vedomostí s minimálnou interpretačnou úpravou výsledkov a približuje sa interpretácii Horvátha a Cloetingha (1996) a Badu (1999).



Obr. 5. Mapa izolinii recentných vertikálnych pohybových tendencií, hrúbky kôry a tepelného toku na území Slovenska. Sivou farbou sú vyznačené poklesávajúce územia.

Fig. 5. The map of the recent vertical movement tendencies, crust thickness and heat flow density on territory of Slovakia

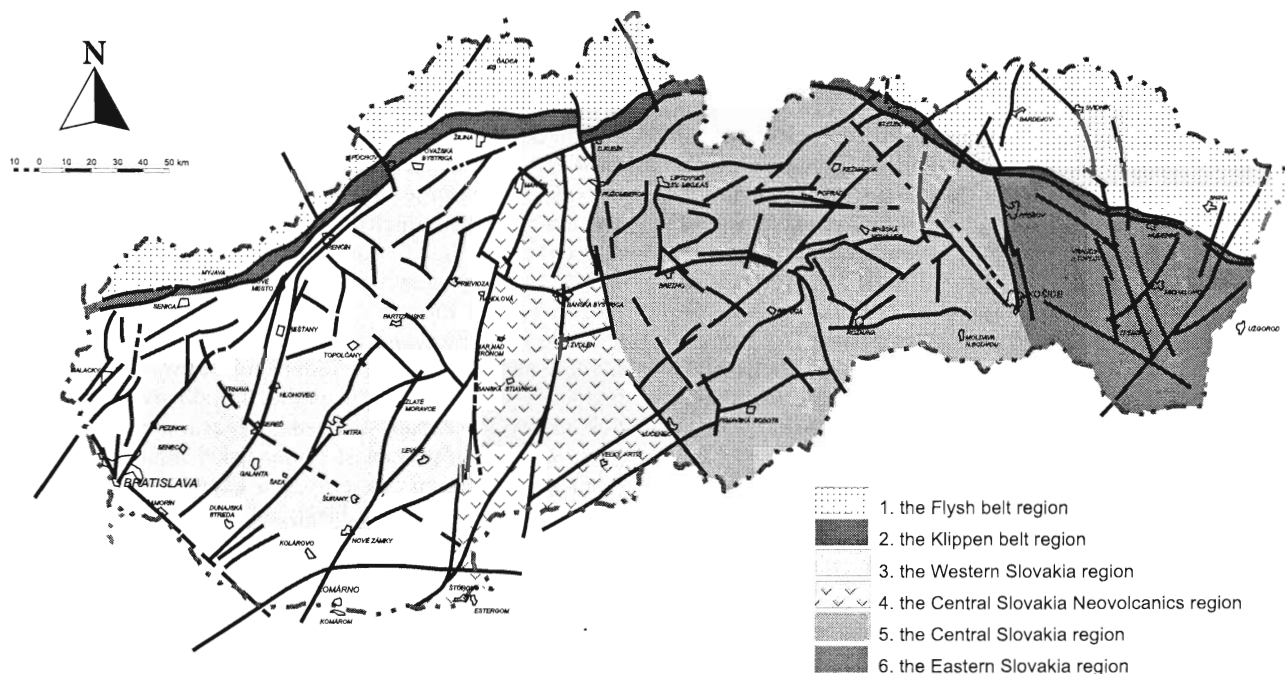
Korelácia medzi seizmickou aktivitou a geologickými štruktúrami

Seizmické udalosti sú vo väčšine prípadov priamo späté s pohybom zlomových plôch, a preto zemetrasné epicentrá možno s väčšou alebo menšou mierou úspešnosti korelovať s konkrétnymi zlomovými štruktúrami, ktoré sú z hľadiska generovania seizmických udalostí vo vhodnom uhlovom vzťahu voči hlavným zložkám napätového poľa. Zlomové štruktúry ako krehké až krehkoplastické deformácie nemusia byť iba subvertikálnymi rozhraniami. Na základe geologickej stavby, tektonického porušenia, lokalizovaných epicentier zemetrasení a geofyzikálnych indícií sme sa pokúsili identifikovať geologické štruktúry, ktoré sú podľa nášho názoru schopné generovať seizmické udalosti.

Najmarkantnejšou a najvýznamnejšou tektonickou štruktúrou v Západných Karpatoch je zóna bradlového pásma, ktorá v širšej oblasti dobrovodskej depresie koinciduje s tektonickou líniou Mur – Mürz – Leitha, resp. so zlomami sz. okraja Malých Karpát. Zóna bradlového pásma je topografickým priemetom styku bloku interných Západných Karpát a stabilnej európskej platformy. Tektonická línia Mur – Mürz – Leitha je vo viendenskej panve topografickým priemetom styku Východných Álp a interných Západných Karpát (Vozár et al., 1998). Obidve tektonické línie sú subvertikálnym rozhraním s preukázateľnou tektonickou aktivitou v terciéri (c. f. napr. Ratschba-

cher et al., 1991; Kováč a Hók, 1996; Kováč et al., 1997). Domnievame sa, že vyššia seizmická aktivita v dobrovodskej depresii je výsledkom koincidencie spomenutých dvoch tektonických línií a existencia „dobrovodského zlomu“ orientovaného v smere SZ–JV (c. f. Marko et al., 1991; Marko et al., 1995; Marko a Kováč, 1996). Navyše na základe mapy epicentier prístrojovo lokalizovaných mikrozemetrasení a súčasne mapovaných neogénnych zlomov dobrovodskej zemetrasnej zdrojovej zóny (Labák et al., 1998) sa utvoril model tejto zemetrasnej zóny ako systému zlomov smeru VSV–ZJZ.

Druhou významnou geologickou štruktúrou je zóna rábskeho zlomu, resp. zóna Rába–Hurbanovo. Rábsky zlom má smer SV–JZ. Podľa reflexnej seizmickej interpretácie (Tari, 1994) je v podloží maďarskej časti podunajskej panvy definovaných viac na JV sklonených nízkouhlových presunových plôch, a preto rábsku líniu nemožno charakterizovať ako jednu „megatektonickú“ líniu. Podľa Šafárika (1999) je vhodnejší názov rábsky zlom (rábsky zlomový systém). Rábsky zlom v podloží terciéru separuje austroalpínske príkrovy na jeho sv. okraji od hornín transdunajského/maďarského stredohoria na JV (Rumpler a Horváth, 1988). Na slovenskom území je jeho pokračovaním hurbanovský zlom, resp. zlom Hurbanovo–Diósjenő, ktorý má smer V–Z až VSV–ZJZ. Rábsky aj hurbanovský zlom predstavujú topografický priemet paleoalpínskej, pôvodne násunovej/príkrovovej plochy pelsónskej megajednotky. Príkrovová plocha je od miocénu rejuvenizo-



Obr. 6. Mapa neotektonických oblastí Slovenska: 1 – flyšového pásma, 2 – bradlového pásma, 3 – západného Slovenska, 4 – stredoslovenských neovulkanitov, 5 – stredného Slovenska, 6 – východného Slovenska.

Fig. 6. The map of neotectonic regions. 1 – Flysch belt region, 2 – Klippen belt region, 3 – Western Slovakia region, 4 – Central Slovakia Neovolcanics region, 5 – Central Slovakia region, 6 – Eastern Slovakia region.

vaná ako extenzná, nízkouhlová plocha so sklonom na JV (Tari et al., 1992; Horváth, 1993; Nemesi et al., 1997; Szafián, 1999). Seizmické udalosti sa generujú na ploche pôvodného násunu a nesúvisia so subvertikálne sklonenými zlomovými rozhraniami (Šefara et al., 1998). Potvrdili to aj najnovšie interpretácie viacerých priemyselných a hĺbkových seizmických rezov v kombinácii s vrtmi (Tari, 1994, 1996) a s hustotným modelovaním (Szafián, 1999), ktoré predpokladajú, že formovanie podunajskej panvy primárne kontrolovala sústava nízkouhlových zlomov, pričom rábsky zlom je len ich súčasťou, a zlomy v spodnej kôre vyznievajú. Tento záver podporujú aj výsledky Ratschbachera et al. (1990, 1991), Horvátha (1993), Lankreijera et al. (1997, 1999) a Lankreijera (1998), pretože reológia spodnej kôry v panónskej panve sa od vrchnej kôry výrazne odlišuje a je charakteristická deformáciou typu vláčneho šmykového porušenia.

Zemetrasenia, ktorých epicentrá sa sústreďujú predovšetkým do oblasti na V a JV od Banskej Bystrice a Brezna (Horehronského podolia; obr. 4), dávame do súvislosti so štruktúrnym fenoménom čertovickej línie. Čertovická línia je povrchovým prejavom, resp. topografickým priemetom príkrovovej plochy veporika, ktoré leží v tektonickej pozícii na tatriku. Čertovickú líniu podľa geologických pomerov, fokálneho mechanizmu zemetrasenia (Pospíšil et al., 1992), geofyzikálnych indícií (Bezák et al., 1993; Bezák et al., 1995; Šefara et al., 1998) a štruktúrnych analýz (Hók et al., 1997; Hók et al., 1999) pokladáme za recentne aktívny priemet extenznej plochy pôvodného príkrovového násunu veporika.

Recentné vertikálne pohybové tendencie

Pri zostavovaní mapy (obr. 5) sme použili výsledky zo štúdia recentných vertikálnych pohybov zemskej kôry na území Slovenska spracované geodetickými metódami za posledné desaťročia. Opierali sme sa predovšetkým o práce Kvítkoviča a Plančára (1975), Marčáka et al. (1976), Kvítkoviča a Plančára (1977), Vanka a Kvítkoviča (1980), Vanka a Vyskočila (1987), Vanka (1988), Kvítkoviča a Vanka (1990), Joša (1992) a Laciku et al. (in Hók et al., 1997). Pri tvorbe mapy sme použili aj prácu Kvítkoviča (1993), ktorá s konečnou platnosťou vylúčila možnosť pozitívnych pohybových tendencií v oblasti gabčíkovej depresie a je v zhode s výsledkami geologického výskumu v tejto oblasti, ktorý pre hrubé akumulácie kvartérnych sedimentov (< 400 m) zdvíhanie tohto územia jednoznačne vyvracia. Na základe spomenutých dát sme vytvorili mapu súčasných vertikálnych pohybových tendencií územia Slovenska (obr. 5) a zakreslili sme do nej naposledy publikované izolínie vertikálnych pohybov (Vanko, 1990; Još, 1992), izolínie hrúbky zemskej kôry odvodené z máp Horvátha (1993) a Šefaru et al. (1996), ako aj izolínie tepelného toku (Franko et al., 1995). Z mapy (obr. 5) možno jednoznačne zistiť závislosť hrúbky kôry a vertikálnych pohybových tendencií. Hodnota tepelného toku dosahuje na východnom Slovensku maximum nad oblasťou stenčenej kôry. Maximum v Podunajskej nížine je posunuté do areálu stredoslovenských neovulkanitov a isto súvisí s aktivitou stredoslovenského zlomového systému.

Z výpočtov predpovede reologického správania litosféry (Lankreijer et al., 1999) v Západných Karpatoch vyplýva, že takmer celá vrchná kôra, najvrchnejšia časť (hrubá okolo 5 km) spodnej kôry a najvrchnejšia časť (hrubá 10–20 km) vrchného plášťa sú voči deformáciám reologicky veľmi odolné. Stúpajúca tendencia vonkajších Západných Karpát, a najmä ich predpolia môže súvisieť s ohybovým vydutím kolidujúcej európskej platne, ktorá sa ako elastická doska ohýba pod zaťažením jej okraja váhou flyšových príkrovov (Karner a Watts, 1983; Bielik, 1995; Krzywiec a Joachim, 1997; Zoetemeijer et al., 1999). Súčasné stúpajúce tendencie v oblasti flyšového pásma, ktoré dokumentuje aj ich výrazná erózia, kvantifikoval Zoetemeijer et al. (1999). Celkový pokolízny výzdvih európskeho predpolia sa mení od 300 m v blízkosti Brna, 450 m v rhenohercýnskych flyšových jednotkách na V od Českého masívu do 225 až 300 m vo flyšovom pásme vonkajších Západných Karpát.

Charakteristika neotektonických oblastí Slovenska

Na základe tektonického vývoja, povahy recentného napätového poľa, a predterciérneho podložía, geotektonickej pozície, vertikálnych pohybových tendencií, hrúbky kôry, tepelného toku a nealpínskeho tektonického prepracovania sme územie Slovenska rozdelili na neotektonické oblasti (obr. 6). Zámerne nepoužívame názov neotektonické bloky, ako sa to zaužívalo v minulosti (Fusán et al., 1987; Pospíšil et al., 1992), pretože o vertikálnom členení hlbších častí kôry, ktoré nie sú prístupné priamemu pozorovaniu, sa v mnohých ohľadoch stále diskutuje.

Flyšové pásmo

Flyšové pásmo je vymedzené výskytom flyšových príkrovových sekvencií mimo bradlového pásma. Neotektonická oblasť flyšového pásma sa vyznačuje kompresiou s prevládajúcim prešmykovým/násunovým charakterom tektonických deformácií. Predterciérne podložie tvorí hercýnsky stabilizovaná európska platforma. Hrúbka kôry je 30–35 km. Tepelný tok – s výnimkou východného Slovenska – je na slovenskom území najnižšia anomálna nízka je aj seizmická aktivita.

Bradlové pásmo

Neotektonická oblasť bradlového pásma sa kryje s výskytmi hornín regionálno-geologicky zaradovaných do bradlového pásma. Prevládajúcim tektonickým režimom je transpresia a celá oblasť je seizmicky anomálne aktívna. Charakter podložía bradlového pásma nie je doteraz uspokojivo interpretovaný. Z hľadiska geotektonickej pozície predstavuje oblasť styk interníd Západných Karpát s európskou platformou.

Západné Slovensko

Západné Slovensko sme vymedzili medzi okrajom bradlového pásma a stredoslovenským zlomovým systémom.

Z hľadiska recentných vertikálnych pohybov je preň všeobecne charakteristické klesanie, stenčená kôra, vysoký tepelný tok, malé zastúpenie produktov neogénneho vulkanizmu a prítomnosť neogénnych kotlín, ktoré predstavujú systém depresii a hrastov sčasti tvoriacich výbežky podunajskej panvy, v ktorej hĺbka predterciérneho podložía pri Gabčíkove dosahuje až 8 km (Kilényi a Šefara, 1989). Vyklenutie kryštalinických hrastov jadrových pohorí je miocénne, iba Žiar sa zaraďuje do eocénu (Kováč et al., 1994). Jednotky sa tektonicky individualizovali v strednej kriede. Oblasť možno rozdeliť na niekoľko podoblastí so znakmi odrážajúcimi základné neotektonické charakteristiky, napr. podoblasť viedenskej panvy a pelsőnsku podoblasť s predterciérnym podložíom odlišným od jednotiek známych v západoslovenskej oblasti, ale aj v Západných Karpatoch, podoblasť Podunajskej nížiny s extrémnymi akumuláciami terciérnych a kvartérnych sedimentov, žilinsko-rajeckú podoblasť, atď.

Stredoslovenské neovulkanity

Neotektonická oblasť stredoslovenských neovulkanitov je totožná s priebehom stredoslovenského zlomového systému a zároveň je rozhraním západoslovenskej a stredoslovenskej oblasti. Je charakteristická vyšším tepelným tokom, výskytom najmladších vulkanických hornín, rozhraním hrúbky kôry medzi západoslovenskou a stredoslovenskou oblasťou, ako aj rozhraním recentných vertikálnych pohybových tendencií.

Stredné Slovensko

Neotektonická oblasť stredného Slovenska leží medzi stredoslovenskými neovulkanitmi (stredoslovenským zlomovým systémom) na Z a hornádskeho zlomového systému na V. Typické pre ňu sú predovšetkým ustálené recentné vertikálne pohyby, najväčšia hrúbka kôry, najväčšia morfológická členitosť a skoro úplná absencia neogénnych sedimentov. Hodnota tepelného toku je minimálna. Vyklenutia kryštalinických masívov sú staršie ako v západoslovenskej oblasti a všeobecne spadajú do strednej kriedy až eocénu. Výnimkou je kryštalické jadro Tatier, ktoré má naopak najmladšie namerané hodnoty v rámci Západných Karpát (Kováč et al., 1994). Tektonická aktivita je v stredoslovenskej oblasti najstaršia a súvisí so štruktúrnou individualizáciou tektonických jednotiek meliatika, gemerika a veporika. Z hľadiska neotektonických pohybov ide o najstabilnejšiu oblasť. Podobne ako v západoslovenskej oblasti aj tu možno vyčleniť niekoľko špeciálnych podoblastí (napr. podoblasť Tatier, veporickú, gemerickú, Cerovej vrchoviny atď.).

Východné Slovensko

Pre neotektonickú oblasť východného Slovenska je príznačná predovšetkým extrémna hrúbka neogénnych sedimentov, v jv. časti až 7 km (Kilényi a Šefara, 1989). Neogénne vulkanické horniny sú na rozdiel od stredoslovenských neovulkanitov integrálnou súčasťou výplne

panvy. Podložie tvoria horniny, ktoré nie sú tektonickou, resp. paleotektonickou súčasťou Západných Karpát (iňáčovsko-kričevská jednotka a zemplinikum) a do tektonickej stavby boli zahrnuté až v neogéne (c. f. Kováč et al., 1994). Recentné vertikálne pohyby majú klesajúcu tendenciu. Hodnota tepelného toku v rámci Slovenska je najvyššia.

Diskusia

V sledovanej problematike je azda najspornejšia definícia neotektoniky. Podstatou pojmu zostáva, že neotektonika skúma a hodnotí tektonické javy a udalosti, ktoré sa začali v minulosti a trvajú doteraz. Diskutabilnou je otázka časového a regionálneho vymedzenia pojmu. Z hľadiska časového obmedzenia smerom do geologickej histórie uprednostňujeme princíp tzv. súčasného, resp. aktuálneho tektonického režimu. Aktuálny tektonický režim možno definovať ako deformačný stav prevládajúci v danom regióne (alebo v danom rozsahu/objeme) kôry alebo litosféry. V rámci litosférickej platne je aktuálny tektonický režim súhrnom síl, ktorým je vystavená, resp. ktorými je pretváraná interne a externe (Muir Wood a Mallard, 1992). Z definície zároveň vyplýva regionálny aspekt problematiky definície neotektoniky. Preto je nevyhnutné stanoviť región, v ktorom aktuálny tektonický režim definujeme a potom definovať neotektonické, resp. posledné a trvajúce tektonické udalosti a procesy. Objektom nášho neotektonického výskumu je čisto administratívne chápané územie Slovenskej republiky, z regionálnogeologického hľadiska najmä oblast Západných Karpát, ktorá sa vo vertikálnom reze rozpadá na viac kôrových segmentov. Tieto kôrové segmenty sa však približne od začiatku terciéru tektonicky zblížujú a vzájomne ovplyvňujú geologicky aj tektonicky. Najmä na základe geologickej, tektonickej, paleomagnetikkej a geofyzikálnej analýzy spoľahlivo datujeme poslednú a trvajúcu zmenu tektonického režimu regiónu Západných Karpát na rozhranie miocénu a pliocénu, čím zároveň vymedzujeme neotektoniku z časového aspektu. Je pochopiteľné, že kôrové segmenty majú z hľadiska orientácie hlavných zložiek napätového poľa odlišný tektonický režim, ale ten je isto podriadený určujúcemu geotektonickému fenoménu, ktorým je pretrvávajúca konvergencia európskej platformy a bloku interných Západných Karpát.

Pri tvorbe mapy seizmickotektonických zón sme sčasti vyšli z práce Šefaru et al. (1998), ale spojenie meliatskej oceánskej sutúry so zónou, resp. zlomom Rába – Hurbanovo – Diósjenő pokladáme za nepravdepodobné. Meliatska sutúra bola uzavretá vo vrchnej jure (Plašienka, 1999) a o jej neskoršej rejuvenizácii chýbajú geologické a štruktúrno-tektonické dôkazy. Posledné paleoalpínske tektonické pohyby v transdunajskom stredohorí, ktoré je súčasťou pelsőnskej megajednotky a bezprostredne susedí so zónou, resp. zlomom Rába – Hurbanovo – Diósjenő, sa odohrali v strednej kriede (cenomane). Do tohto obdobia by mal patriť aj jej násun na podložné austroalpínske jednotky, aj keď treba podotknúť, že napr. Haas et al. (1995) a Balla (1994) alochtónnosť paleozoicko-mezozoických

sekvencií transdunajského stredohoria spochybňujú. V každom ohľade by však meliatska sutúra a zóna Rába – Hurbanovo – Diósjenő boli časovo diachrónne. Výskytu meliatika sú navyše v alochtónnej pozícii a nezodpovedajú umiestneniu pôvodnej sutúry, ktorú treba lokalizovať južnejšie (v dnešných zemepisných súradniciach). Fakt je, že epicentrá zemetrasení sú v pelsőnskej megajednotke (c. f. Labák et al., 1998) a ich generovanie na extenznej ploche pôvodného násunu je z pohľadu dnešných vedomostí najpravdepodobnejšie.

Podobne nepovažujeme za účelné vyčleňovať peninko-váhickú sutúru, ktorá má zrejme význam z hľadiska paleogeografických rekonštrukcií, ale v neotektonickom období o jej funkcii a priebehu nie sú indície.

Za potenciálne seizmicky aktívnu možno pokladať zónu stredoslovenského zlomového systému (obr. 1). Stredoslovenský zlomový systém tvorí zlomovú zónu smeru S–J, širokú približne 20–25 km, ale má inú povahu ako spomenuté seizmotektonické zóny. Predovšetkým nie je rozhraním medzi odlišnými geotektonickými jednotkami a je v internidách (sensu Mišík et al., 1985) Západných Karpát. Z tektonického hľadiska ide o zónu krehkej deformácie časovo obmedzenú na terciér (neogén) až recent. Z rozboru geofyzikálnych údajov je zrejme, že západný okraj stredoslovenského zlomového systému od Turčianskej kotliny až po hurbanovský zlom zasahuje do Moho-diskontinuity a ostatné zlomy systému do spodnej časti kôry (Kvitkovič a Plančár, 1977). V závislosti od meniacej sa orientácie kompresnej zložky paleonapätia mal stredoslovenský zlomový systém funkciu ľavostrannej a pravostrannej transtenznej zóny, pričom prevažoval šikmý horizontálny pohyb. Tento systém svojím charakterom ovplyvňoval umiestnenie vulkanických centier stredoslovenských neovulkanitov v neogéne (Štohl, 1976) a v kvartéri (Šimon a Halouzka, 1996). Predpokladáme, že recentne predstavuje ľavostrannú transtenznú zónu. Stredoslovenský zlomový systém mal v terciérnom vývoji Západných Karpát významnú úlohu ako štruktúra umožňujúca akomodovať postup bloku interných Západných Karpát smerom na SV (Kováč a Baráth, 1995; Kováč et al., 1997). Recentne rozhraničuje územia s poklesovými pohybovými tendenciami zemskej kôry na Z a stabilizovanou oblasťou východnejšie (obr. 5). Tieto oblasti sa zároveň odlišujú hrúbkou kôry, intenzitou tepelného toku a distribúciou sedimentov neogénu a kvartéru.

Záver

V štúdií definujeme termín neotektonika pre územie Slovenska a Západných Karpát ako tektonické udalosti a procesy, ktoré sa odohrali od konca miocénu po recent.

Na základe publikovaných prác a vlastných poznatkov sme zostavili mapu zlomových systémov územia Slovenska (obr. 1) a zlomom sme priradili prioritné pomenovania.

Mapa recentného napätového poľa (obr. 2) je kompiláciou publikovaných údajov a nášho výskumu. Zložky napätového poľa sú odvodené z fokálnych mechanizmov zemetrasení, meraní súčasného stavu napätia vo vrtoch a tektonického porušenia pliocénnych a kvartérnych hornín.

V oblasti externíd Západných Karpát je kompresia orientovaná generálne kolmo na ich oblúk. Internidy sa vyznačujú zmenou orientácie napätového poľa a dávame ju do súvislosti s trvajúcou konvergenciou bloku interníd a stabilnej európskej platformy. Kompresná zložka mení orientáciu v priestore v závislosti od geotektonickej pozície.

Seizmickú aktivitu na území Slovenska sa pokúšame korelovať so štruktúrami, ktoré sú na základe geologickej stavby, charakteru tektonického porušenia a geofyzikálnych indícií schopné generovať seizmické udalosti (obr. 4). Za najvýznamnejšiu seizmicky aktívnu štruktúru pokladáme zónu bradlového pásma, ktorá v širšej oblasti dobrovodskej depresie koinciduje s tektonickou líniou Mur – Mürz – Leitha. Výraznú seizmickú aktivitu v tejto depresii spájame s koincidenciou spomenutých dvoch tektonických štruktúr. Druhou významnou štruktúrou je zóna rábskeho zlomu, resp. zóna Rába – Hurbanovo. Pokračovaním rábskeho zlomu na území Slovenska je hurbanovský zlom, resp. zlom Hurbanovo – Diósjenő. Rábsky, ako aj hurbanovský zlom predstavujú topografický priemet pôvodne príkrovovej plochy na báze pelsőnskej jednotky. Príkrovová plocha je od miocénu rejuvenizovaná ako extenzná nízkouhlová plocha, na ktorej sú generované seizmické udalosti. Podobný charakter má aj zóna čertovickej línie. Pôvodne príkrovová plocha na báze veporika je recentne aktívna ako extenzná štruktúra generujúca seizmické udalosti. Odlišný charakter subvertikálneho rozhrania s horizontálnou zložkou pohybu by mala zóna stredoslovenského zlomového systému.

Mapa súčasných vertikálnych pohybových tendencií (obr. 5) je kompilátom publikovaných prác a doplnená o hrúbku kôry a hodnotu tepelného toku. V rámci územia Slovenska možno vyčleniť oblasti s poklesovými tendenciami nad stenčenou kôrou a stabilné oblasti nad hrubšou kôrou. Hodnoty tepelného toku s výnimkou oblastí stredoslovenských neovulkanitov – tento stav kopírujú.

Zostavili sme mapu neotektonických oblastí Slovenska (obr. 6) a na základe ich odlišného tektonického vývoja, charakteru recentného napätového poľa, charakteru predterciérneho podložja, geotektonickej pozície, vertikálnych pohybových tendencií, hrúbky kôry, hodnôt tepelného toku a nealpínskeho tektonického prepracovania sme územie Slovenska rozdelili na päť neotektonických oblastí.

Literatúra

Bada, G., 1999: Cenozoic stress field evolution in the Pannonian Basin and surrounding orogens. *Academisch proefschrift. Vrije Universiteit Amsterdam*, 1–187.

Balla, Z., 1994: Basement tectonics of the Danube Lowlands. *Geol. Carpath.*, 45, 5, 271–281.

Bezák, V., Hók, J., Kováč, P. & Madarás, J., 1993: Možnosti tektonickej interpretácie seizmického profilu 2T. In: *Rakús, M. & Vozár, J. (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát*. GÚDŠ, Bratislava, 287–290.

Bezák, V., Šefara, J., Bielík, M. & Kubiš, P., 1995: Stavba litosféry Západných Karpát: geofyzikálna a geologická interpretácia. *Mineralia Slov.*, 27, 169–178.

Bielík, M., 1995: Continental convergence in the Carpathian region by density modelling. *Geol. Carpath.*, 46, 1, 3–12.

Bieli, A., Bezák, V., Elečko, M., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemček, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. & Vozárová, A., 1995: Geologická mapa Slovenskej republiky. M = 1 : 500 000. MŽP, GS SR, Bratislava.

Csontos, L., 1995: Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. *Acta Vulcanologica*, 7 (2), 1–13.

Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F. & Kováč, M., 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics (Amsterdam)*, 208, 221–241.

Csontos, L., Tari, G., Bergerat, F. & Fodor, L., 1991: Evolution of the stress fields in the Carpatho-Pannonian area during the Neogene. *Tectonophysics*, 199, 73–91.

Durmeková, T., 1998: Hodnotenie neotektonickej aktivity v údolí dolného toku Hrona na základe sledovania hrúbky fluvialných sedimentov. In: *P. Wagner & T. Durmeková (Eds.): Geology and Environment. Dionýz Štúr Publ., Bratislava*, 109–112.

Franko, O., Remšík, A. & Fendek, M., 1995: Atlas geotermálnej energie Slovenska. GÚDŠ, Bratislava.

Fusán, O., Plančár, J. & Ibarmajer, J., 1987: Tektonická mapa podložja terciéru vnútorných Západných Karpát. In: *Fusán et al. (Ed.): Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát*, 103.

Gölke, M. & Coblenz, D., 1996: Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics*, 266, 11–24.

Gerner, P., 1992: Recent stress field in Transdanubia (Western Hungary). *Földt. Közl.*, 122, 1, 89–105.

Gerner, P., Dövényi, P., Horváth, F. & Müller, B., 1995: State of recent stress and seismotectonics in the Pannonian basin and surrounding area. *Terra Abstracts*, 7, 123.

Haas, J., Kovács, S., Krystyn, L. & Lein, R., 1995: Significance of Late Permian – Triassic facies zones in terrane reconstruction in the Alpine – North Pannonian domain. *Tectonophysics (Amsterdam)*, 242, 19–40.

Hók, J., Kováč, M., Kováč, P., Nagy, A. & Šujan, M. (in press): Geology and tectonics of the NE part of the Komjatice depression. *Slov. Geol. Mag.*

Hók, J. & Ivanička, J., 1996: Extenzná tektonika juhovýchodného okraja Tribeča. *Slov. Geol. Mag.*, 1, 179–183.

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

Hók, J., Kováč, P. & Madarás, J., 1993: Extenzná tektonika západného úseku styčnej zóny gemeriká a veporika. *Mineralia Slov.*, 25, 172–176.

Hók, J., Kováč, P., Madarás, J., Maglay, J., Kováč, M., Baráth, I., Sabol, I., Slávik, M. & Lukaj, M., 1997: Neotektonický a geomorfologický vývoj územia Slovenska. Časť geológia. *Manuskript – archív GSSR, Bratislava*, 1–7.

Hók, J., Šimon, L., Kováč, P., Elečko, M., Vass, D., Verbich, F. & Halmó, J., 1995: Tectonic of the Hornonitrianska kotlina Basin during Tertiary. *Geol. Carpath.*, 46, 191–196.

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.

Horváth, F., 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics (Amsterdam)*, 226, 333–357.

Horváth, F. & Cloetingh, S., 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. *Tectonophysics (Amsterdam)*, 266, 287–300.

Hrašna, M., 1997: Seizmotektonická mapa Slovenska. *Mineralia Slov.*, 29, 427–430.

Hrašna, M., 1998: Tektonická a seizmická aktivita územia Slovenska. In: *P. Wagner & T. Durmeková (Eds.): Geology & Environment. Dionýz Štúr Publ., Bratislava*, 107–109.

Jarosiński, M., 1997: Rozwarstwienie wsółczesnego poła napreżeń w zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych. *Przegl. geol.*, 45, 8, 768–776.

Jiríček, R., 1979: Structural evolution of the Carpathian arc during the Oligocene and Neogene. In: *Mahel, M. (Ed.): Tectonic Profiles through the West Carpathians. GÚDŠ Bratislava*, 205–215.

Joó, I., 1992: Recent vertical surface movement in the Carpathian basin. *Tectonophysics (Amsterdam)*, 202, 129–134.

- Karner, G. D. & Watts, A. B., 1983: Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. *J. geophys. Res.*, **88**, 10 449–10 477.
- Kilényi, E. & Šefara, J., 1989: Pre-Tertiary basement contour map of the Carpathian basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. 1 : 500 000 ELGI, Budapest, Hungary.
- Kováč, M., Marko, F. & Nemčok, M., 1993: Neogene structural evolution and opening in the West Carpathians, Geophysical Transactions, 37, 4, Budapest, 297–309.
- Kováč, M. & Baráth, I., 1995: Tektonicko-sedimentárny vývoj alpsko-karpatsko-panónskej styčnej zóny počas miocénu. *Mineralia Slov.*, **28**, 1–11.
- Kováč, M., Baráth, I. & Nagymárosy, A., 1997: The Alpine collapse of the Alpine–Carpathian–Pannonian junction – an overview. *Acta geol. hung.*, **40**, 3, 241–264.
- Kováč, M., Kováč, P., Marko, F., Karoli, S. & Janočko, J., 1995a: The East Slovakian Basin – a complex back arc basin history. *Tectonophysics (Amsterdam)*, **252**, 453–466.
- Kováč, M., Kováč, P., Rudinec, R. & Lankreijer, A., 1995b: Basin evolution in the foreland and hinterland of the Carpathian accretionary wedge during the Neogene – evidence from the Western and Eastern Carpathians Junction. *Tectonophysics (Amsterdam)*, **252**, 333–353.
- Kováč, M., Král, J., Márton, E., Plašienka, D. & Uher, P., 1994: Alpine uplift of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. *Geol. Carpath.*, **45**, 2, 83–96.
- Kováč, P. & Hók, J., 1996: Tertiary development of the Western part of Klippen Belt. *Slov. Geol. Mag.*, **2**, 137–149.
- Kováč, P., Hók, J. & Madarás, J., 1993a: Neogénna tektonika a paleonapätové zmeny v oblasti centrálnych a vnútorných Karpát. *Manuskript – archív GSSR, Bratislava*, 1–13.
- Krzywiec, P. & Joachim, P., 1997: Characteristics of the Miocene subduction zone of the Polish Carpathians: results of flexural modelling. *Przegl. geol.*, **45**, 785–792.
- Kvitkovič, J. & Plančár, J., 1975: Analýza morfoštruktúr z hľadiska súčasných pohybových tendencií vo vzťahu k hlbínnej geologickej stavbe Západných Karpát. *Geogr. Čas.*, **27**, 4, 309–325.
- Kvitkovič, J. & Vanko, J., 1990: Recentné vertikálne pohyby Západných Karpát pre epochu 1951–1976. *Geogr. Čas.*, **42**, 4, 345–356.
- Kvitkovič, J. & Plančár, J., 1977: Recent vertical movements of the Earth crust in relation to earthquakes and seismic active faults in the Western Carpathians. *Geogr. Čas.*, **29**, 3.
- Kvitkovič, J., 1993: Intenzita vertikálnych tektonických pohybov zemské kôry v nížinách Slovenska v holocéne. *Geogr. Čas.*, **45**, 2–3, 213–232.
- Labák, P. & Brouček, I., 1996: Catalogue of macroseismically observed earthquakes on the territory of Slovakia since 1034 (1996 version). *Geophys. Inst. Slov. Acad. Sci., Bratislava*.
- Labák, P., Bystrická, A., Moczo, P. & Rosenberg, L., 1997: Probabilistic seismic hazard computation for the Bohunice Nuclear Power plant site. *Manuscript – Geophysical Institute Slovak Academy of Sciences, Bratislava*, 3–20.
- Labák, P., Bystrická, A., Moczo, P., Campbell, K. W. & Rosenberg, L., 1998: Preliminary probabilistic seismic hazard assesment for the Nuclear power Plant Bohunice (Slovakia) site. *11th European Conference on Earthquake Engineering, Rotterdam*.
- Lankreijer, A., 1998: Rheology and basement control on extensional basin evolution in central eastern Europe: Variscan and Alpine – Carpathian – Pannonian tectonics. *PhD thesis, netherlands Res. School Sedim. Geol.*, 1–158.
- Lankreijer, A., Mocanu, V. & Cloetingh, S., 1997: Lateral variations in lithosphere strength in the Romanian Carpathians: constrains on basin evolution. *Tectonophysics (Amsterdam)*, **272**, 269–290.
- Lankreijer, A., Bielik, M., Cloetingh, S. & Majcin, D., 1999: Rheology predictions across the Western Carpathians, Bohemian Massif and the Pannonian Basin: implications for tectonic scenarios. *Tectonics*, (in press).
- Lankreijer, A. C., Kováč, M., Cloetingh, S., Pitoňák, P., Hlůška, M. & Biermann, C., 1995: Quantitative subsidence analysis and forward modeling of the Vienna and Danube Basins. *Tectonophysics (Amsterdam)*, **252**, 433–451.
- Lexa, J., Konečný, V., Kaličiak, M. & Hojstříčková, V., 1993: Distribution of the Carpathian–Pannonian region volcanites in space and time. In: M. Rakús & J. Vozár (Ed.): *Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Konferencie – Sympóziá – semináre. GÚDŠ, Bratislava*, 57–71.
- Maglay, J., Baňacký, V., Halouzka, R., Horniš, J. & Pristaš, J., 1993: Geodynamický vývoj regiónov Slovenska v období vrchný pliocén – kvartér. *Manuskript – archív GSSR Bratislava*, 43.
- Marčák, P., Vanko, J., Kubáček, L., Šterková, A. & Tóthová, A., 1976: Mapa recentných zvislých pohybov Západných Karpát. *Výskumný ústav Geodézie a Kartografie, Bratislava*.
- Marko, F. & Kováč, M., 1996: Rekonštrukcia miocénnej tektonickej evolúcie Vádovskej kotliny na základe analýzy štruktúrneho a sedimentárneho záznamu. *Mineralia Slov.*, **28**, 81–91.
- Marko, F., Fodor, L. & Kováč, M., 1991: Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské Karpaty Mts. *Mineralia Slov.*, **23**, 201–213.
- Marko, F., Plašienka, D. & Fodor, L., 1995: Meso-Cenozoic tectonic stress fields within the Alpine–Carpathian transition zone: a review. *Geol. Carpath.*, **46**, 1, 19–27.
- Mišík, M., Chlupáč, I. & Cicha, I., 1985: Stratigrafická a historická geológia. *SPN Bratislava*, 304–344.
- Mörner, N. (Ed.), 1990: Neotectonic and structural geology: general introduction. *Bull. Int. Quat. Ass. Neotect. Comm.*, **13**, 87.
- Muir Wood, R. & Mallard, D. J., 1992: When is fault “extinct”? *J. geol. Soc.*, **149**, 251–255.
- Müller, B., Zoback, M. L., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephanson, O. & Ljunggren, Ch., 1992: Regional patterns of tectonic stress in Europe. *J. geophys. Res.*, **97**, B8, 11 783–11 803.
- Nemčok, M., Hók, J., Kováč, P., Marko, F., Coward, M. P., Madarás, J., Houghton, J. J. & Bezák, V., 1998: Tertiary development and extension/compression interplay in the West Carpathians mountain belt. *Tectonophysics (Amsterdam)*, **290**, 137–167.
- Nemesi, L., Šefara, J., Varga, G. & Kovácsölgyi, S., 1997: Results of deep geophysical survey within the framework of the DANREG project. *Geophys. Transact.*, **41**, 143–159.
- Peresson, H. & Decker, K., 1996: From extension to compression: Late Miocene stress inversion in the Alpine–Carpathian–Pannonian transition area. *Mitt. Geol. Gesell. Bergbaustud. Österr.*, **41**, 75–86.
- Plašienka, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. *Bratislava, Veda*, 9–125.
- Pospíšil, L., Buday, T. & Fusán, O., 1992: Neotektonické pohyby v Západných Karpátoch. *Západ. Karpaty. Sér. Geol.*, **16**, 65–84.
- Ratschbacher, L., Merle, O., Davy, P. & Cobbold, P., 1990: Lateral extrusion in Eastern Alps, part 1: boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics*, **10**, 2, 245–256.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H. G. & Merle, O., 1991: Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: structural analysis. *Tectonics*, **10**, 257–271.
- Reichwalder, P., 1984: Štruktúrno-geologická mapa ČSSR (zostavená na základe kozmických snímkov). 1 : 500 000. *Manuskript – archív PrF UK, Bratislava*.
- Rumpler, J. & Horváth, F., 1988: Some representative seismic reflection lines from the Pannonian basin and their structural interpretation. In: L. H. Royden & F. Horváth (Eds.): *The Pannonian Basin, a Study in Basin Evolution. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, **45**, 153–169.
- Stankoviansky, M., 1993: Vývoj reliéfu južnej časti trnavskej tabule. *Geogr. Čas.*, **45**, 1, 93–107.
- Stankoviansky, M., 1994: Morfoštruktúrne jednotky trnavskej pahorkatiny v širšom zázemí jaskovských Bohuníc a ich vývoj. *Geogr. Čas.*, **46**, 4, 384–398.
- Stewart, I. S. & Hancock, P. L., 1994: Neotectonics. Continental Deformation. (edit. Hancock, P. L.) *Pergamon Press, Chapter*, **18**, 370–409.
- Szafián, P., 1999: Gravity and tectonics: a case study in the Pannonian basin and the surrounding mountain belt. NSG publication No. 980101. Amsterdam, 154.
- Šefara, J., Bielik, M., Konečný, P., Bezák, V. & Hurai, V., 1996: The latest stage of development of the lithosphere and its interaction with the asthenosphere (Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, **47**, 6, 339–347.

- Šefara, J., Kováč, M., Plašienka, D. & Šujan, M., 1998: Seismogenic zones in the eastern Alpine – Western Carpathian – Pannonian junction area. *Geol. Carpath.*, 49, 247–260.
- Šimon, L. & Halouška, R., 1996: Pútkov vršok volcano – the youngest volcano in the Western Carpathians. *Slov. Geol. Mag.*, 2, 103–123.
- Štolh, J., 1976: The ores of the Central Slovak neovolcanics related to the Central Carpathian lineament. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochem. Lož.*, 2, 7, 7–40.
- Tari, G., 1994: Alpine tectonics of the Pannonian basin. PhD thesis, Rice University, Houston, 501.
- Tari, G., 1996: Extreme crustal extension in the Rába River extension corridor (Austria/Hungary). *Mitt. Geol. Gesell. Bergbaustud. Österr.*, 41, 1–17.
- Tari, G., Horváth, F. & Rumpel, J., 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin. *Tectonophysics (Amsterdam)*, 208, 203–219.
- Vanko, J. & Kvitkovič, J., 1980: Mapa recentných vertikálnych pohybových tendencií. In: Mazúr, E. et al. (Eds.): *Atlas Slovenskej socialistickej republiky*. SAV, Slovenský úrad geodézie a kartografie, Bratislava.
- Vanko, J. & Vyskočil, P., 1987: The map of vertical crustal movement in Czechoslovakia and its interpretation. *J. Geodynamics*, 8, 143–150.
- Vanko, J., 1988: A rectified map of recent vertical surface movements in the West Carpathians in Slovakia. *J. Geodynamics*, 10, 147–155.
- Vozár, J., Szalaiová, V., Šantavý, J. & Potfaj, M., 1998: Interpretácia seizmického profilu 3T. In: J. Vozár (Ed.): *Atlas hlbinných seizmických profilov Západných Karpát*. Manuskript – archív GSSR, Bratislava.
- Zoback, 1992: First and second order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map project. *J. geophys. Res.*, 97, 11, 703–729.
- Zoetemeijer, R., Tomek, Č. & Cloetingh, S., 1999: Flexural expression of European continental lithosphere under the Western Outer Carpathians. *Tectonics (in press)*.

Neotectonic character of Slovakia

Neotectonics have been defined as tectonic events and tectonic processes that occurred in post Miocene and continuing at the present day in territory of Slovakia/Western Carpathians.

On the basis of published works and own results the map of fault system of the Slovak territory have been compiled. Each fault or fault system has name after the author which firstly denominated it.

The map of recent stress field have been also compiled after published data and our own results. Compression is oriented generally perpendicularly to the Western Carpathians arc in region of the Externides while extension is prevailing in the Internides. Character of the stress field in the area of Outer Carpathians and Vienna Basin where compression is oriented perpendicularly to the Carpathian arc we explain as an effect of continuing convergence of the stable European platform and block of the Western Carpathians.

Based on the geological structure, tectonic deformation, localized earthquake epicentres and geophysical characteristics there have been identified geological structures which can generate seismic events. The most important tectonic structure in the Western Carpathians is the Klippen belt zone in the area of the Dobrá Voda depression which is coinciding with the tectonic line Mur – Mürz – Leitha or with the faults on the NW margin of the Malé Karpaty Mts. respectively. The Pieniny Klippen Belt represents topographic projection of contact of the Western Carpathian Internides block and the stable European Platform. The Mur – Mürz – Leitha Line in the area of the Vienna Basin represents topographical projection of contact of the Eastern Alps with the block of Western Carpathian Internides. In our opinion the increase of

seismic activity in the Dobrá Voda depression is a result of the coincidence of discussed two tectonic lines.

A second important geological structure is the Rába–Hurbanovo fault zone. The Rába line as well as the Hurbanovo line represent surface projections of the original thrust planes of the Transdanubian units. These thrust planes were reactivated during the Miocene as a low-angle extension faults dipping to the SE. The seismic events are generated on these low-angle surfaces and are not related to the subvertical dipping boundaries.

Similar character as the Rába–Hurbanovo zone has the Čertovica zone. The Čertovica Line is a surface projection of the thrust plane of the Veporicum over the Tatricum. Based on geological facts, earthquake focal mechanisms, geophysical data and structural analyses we consider that the Čertovica overthrust is recently active as extension structure.

In the map of recent vertical tendencies are pictured the latest published isolines of vertical movements, isolines of crustal thickness and isolines of heat-flow values. The map enables to recognize clearly the close correspondence of crustal thickness, heat flow and vertical movement tendencies. Maximum values of heat-flow in the Danube Basin are located in the area of Central Slovakian Neovolcanites and are related to residual volcanic heat flow in this area.

In the map of neotectonic regions the territory of Slovakia has been divided into five neotectonic regions after different character of nealpine tectonic evolution, character of recent stress field, character of pre-Tertiary basement, geotectonic position, recent vertical movement tendencies, thickness of crust and density of heat flow.

Polished stone industry from the Neolithic settlement site of Šarišské Michalany (Eastern Slovakia)

DUŠAN HOVORKA¹ and STANISLAV ŠIŠKA²

¹Department of Mineralogy and Petrology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovak Republic

²Institute of Archaeology, Slovak Academy of Sciences, Akademická 2, 949 21 Nitra, Slovak Republic

(Received March 28, 2000, revised version received August 31, 2000)

Abstract

Over 200 pieces of polished stone industry (axes, chisels, whetstones and other tools) were found during archaeological excavations of a polycultural site in Šarišské Michalany (2nd half of the 5th till the middle of the 3rd millennia B. C.). On some of them a way of their production can be observed. In the paper we present short survey of implements typology as well as description of the main raw material types used for the implements construction.

Key words: Middle Neolithic, Middle Aeneolithic, Šarišské Michalany, polished stone artefacts

Introduction

Settlement of Eastern Slovakia by first agricultural communities is in archaeological classification connected with the Eastern Linear Pottery culture spread on Tisa basin lowland in the greater part of the 5th millennium B. C. In its 2nd half bearers of this culture, represented by the Tiszadob group, moved to Šarišská kotlina basin, the most northern microregion continuously settled by Neolithic communities of Tisza-basin origin. Their interest in the microregion culminated in the next Bükk culture at the end of the 5th millennium. The best explored site of the Tiszadob and Bükk culture farmers in the Šarišská kotlina basin as well as in the whole territory of the Slovak Republic lies in cadastre of Šarišské Michalany, district of Sabinov (Fig. 1). After its extinction the place was settled again by the Baden culture people as late as in the Late Stone Age, Middle Aeneolithic (middle of the 3rd millennium B. C.).

Characteristics of the site and environment

Šarišská kotlina basin with its length of 40 km, width of 4–8 km and elevation of 253–450 m a. s. l. is characterized by brown, brown ilimerized and watermeadow carbonated soils. Neolithic and the following prehistoric communities were concentrated only in southern part of the microregion with the area of 160 sq.km. Northern

part of the basin is formed by narrow upper Torysa valley with lack of fertile soil and unfavourable climatic conditions unsuitable for cultural plants cultivation.

Results of excavations

Excavations of the site were realized by S. Šiška from the Institute of Archaeology of the Slovak Academy of Sciences in 1981–1987. According to his work only a top part of the spur with the area of 0.4–0.5 ha was settled. The first phase of the site is evidenced by 16 objects, mostly the Tiszadob-group settlement pits. They contained rich pottery assemblages, bone tools as well as several pieces of chipped stone industry made of radiolarite, rarely obsidian or other local raw materials. Only 3

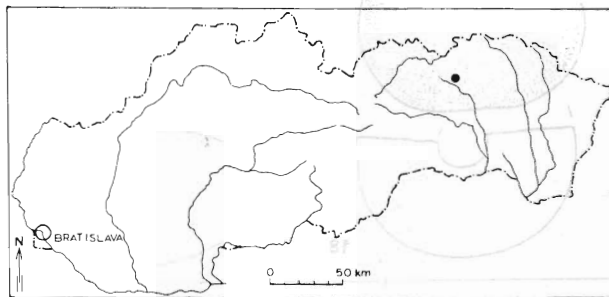


Fig. 1. Position of the Neolithic settlement site in Šarišské Michalany.

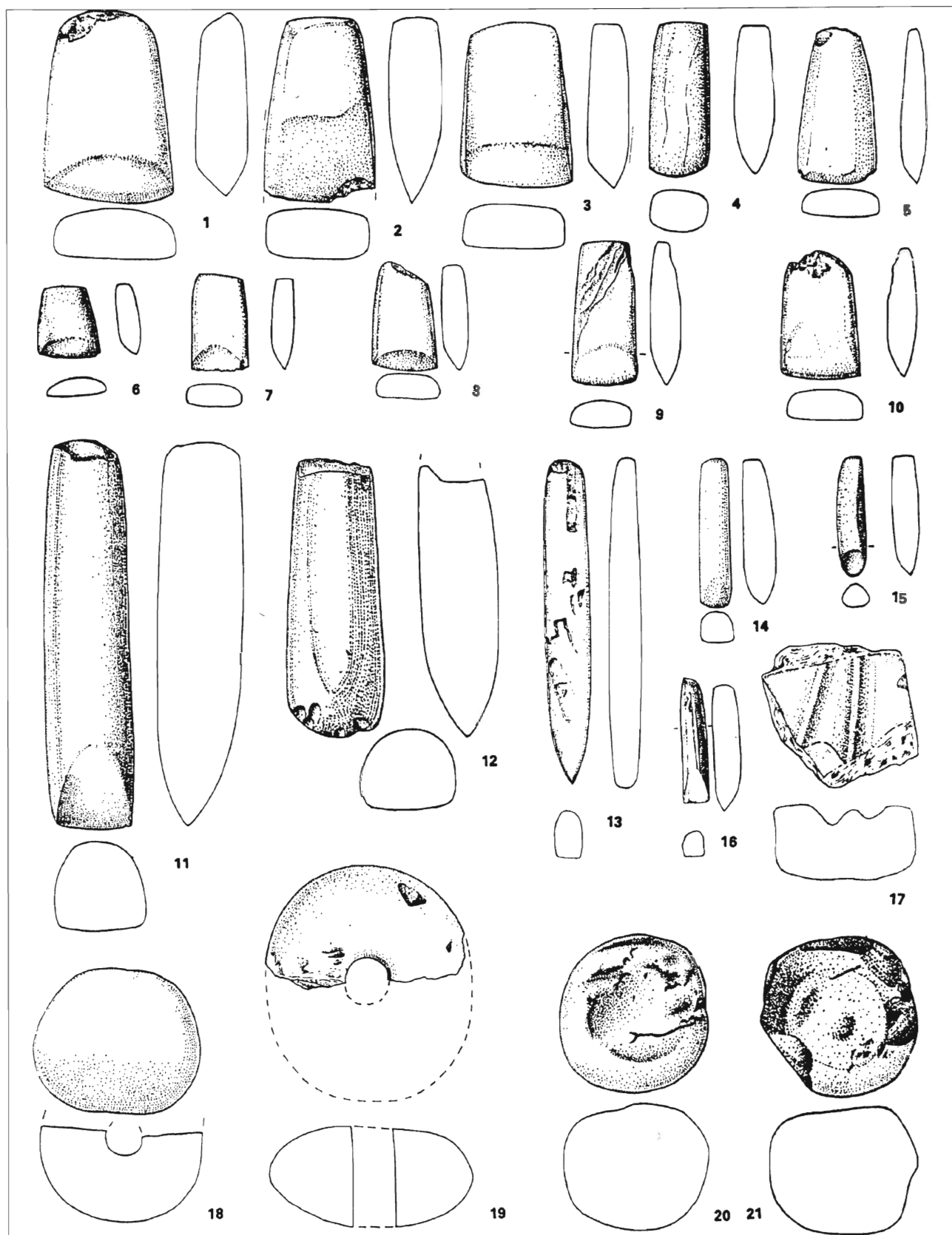


Fig. 2. Predominating types of polished stone industry: axes (1–10), chisels (11–16), whetstone (17), globular macehead (18), disc macehead (19), grain-grinders (20, 21).

fragments of axes and 2 sandstone whetstones have represented polished stone artefacts.

A centre of the site settlement belonged to the Bükk-culture inhabitants. 18 graves together with 248 other settlement objects were excavated from this cultural horizon, from which ground plans of 6–7 houses with basic post construction and dimensions of 4 x 7–8 m are of great importance for the site reconstruction. Analysis of the objects and finds has documented at least two phases of the Bükk-culture settlement (Šiška, 1995).

As it is presupposed by palaeobotanist Hajnalová (1993), original vegetation of oak and vast watermeadow forests were surrounding the site. Pieces of coal found in the objects are consistent with wood assortment presumed for the Atlantic and Epiatlantic period (oak, maple, elm, ash-tree, linden, birch).

Archaeological artefacts have been predominantly represented by pottery, bone products (awls, points, combs, etc.) and chipped stone industry (edges, borers, burins, cores, flakes) made of radiolarite, obsidian, rarely of Transcarpathian origin: flint (Jurassic), flint ("chocolate"), flint (from Dnester area), etc. (Kaczanowska et al., pp. 41–43) are already more numerous, too.

Polished stone industry

Main object of the article are artefacts made by stone sawing, chipping and boring with final edge- and surface polishing. 197 pieces of tools preserved both entire and in fragments of various sizes were excavated from the Bükk-culture objects and cultural layer.

Tools typology

1. *Axes of trapezoid shape* with one, more often both sides whetted by a flat or slightly bow-shaped edge. Their dimensions (length of 3.1–10.6 cm, edge width of 2.6–6.1 cm) were adapted to specific works connected with wood-cutting and other wood-processing activities (Fig. 2: 1–10). They were probably put into a handle perforation. Though stone-drilling has been already known in this period, production of shaft-hole axes began to be widely spread as late as in the Late Neolithic, after the Bükk culture extinction. Axes are the most common polished stone artefacts not only at the settlement site but also in the entire Neolithic period.

2. *Shoe-last chisels* (Fig. 3: 11–13), length of 8–17 cm, suitable for chopping of big wooden beams. Miniature exemplars with length of 4–6 cm (Fig. 3: 14–16) were used for wood-working.

3. *Globular maceheads*, revealed only in fragments, diameter of 5.3–8.6 cm, with drilled narrow perforation (Fig. 2: 18). They are presupposed to be used for hunting of wild animals or killing domestic ones. Another opinions presumed them to be an attribute of power or an exceptional status.

4. *Whetstones fragments* made of sandstone, often with preserved grooves for whetting of edges of the above-mentioned axes or chisels (Fig. 3: 17).

5. *Slightly dipped oval stone mats* – prototypes of querns, made of conglomerate or sandstone (Fig. 5) and globular grinders from quartzite and granite (Fig. 2: 20, 21) used in combination with mats for grain-grinding.

Worked stone raw material with evident traces of sawing (cutting) has its priority in European context, too, for studying of technological processes in Neolithic axes and chisels production. Regular and mostly well-polished claystone prism was incised along both sides and then splitted away from bigger stone block (Šiška, 1984). Traces of sawing on the prism front side support an opinion that further 6 small prisms serving for the same number of axes or chisels with average width of 4 cm could be made of this semi-product (Fig. 3: 1). Application of this technology allowed a prehistoric man to made tools of the same size and in small series by what their production became remarkably quicker. Sawing of stone, slate and amphibolite by means of sandstone saws or grainy plates with sharp abrasive structure has already been verified by recurrent experiments (Semionov, 1957; Štelcl and Malina, 1975). According to ethnographic parallels, sawing could be done also with bone or wooden saws with adding sand. Other artefacts from the site of Šarišské Michaľany have documented other technologies in stone axes production (Fig. 3: 2–4).

From more kinds of stone raw materials axes made of relatively soft limy mudstone (Banská et al., 1998) are dominant. Practice has proved their good qualities in cutting or chopping of soft wood (a spruce) without soon damage of their edges. We presuppose Neolithic inhabitants not only adapted suitably shaped tools for specific working activities, but they also chose such materials that could be worked with minimal effort.

Tracing analyses of tools from other Neolithic sites prove that stone axes were used for wood-working and not for land-loosing as it was presupposed in the past. Also recent experiments have documented that a tree can be cut with a stone axe in a relatively short time. Grubbing of forests was of a vital importance for Neolithic farmers in great part of Europe in connection with needs of timber for houses and fortifications (palisades) and in combination with burning also for extending fields with cultivated plants. On fertile lands of SW and SE Slovakia permanent settlement already in Neolithic have begun with such a vast deforestation effects of which are probably lasting up till now.

Final phase of the settlement site

From this short phase of the site inhabited by the Baden-culture people 42 settlement objects were excavated. Polished stone industry is represented with 20 artefacts and their fragments are not different to their type from the Bükk-culture ones. The opinion that a part of them could be found by newcomers in digging their houses can not be excluded. In this period shoe-last chisels and globular maceheads are absent and changed for massive hammer-axes with a handle perforation.

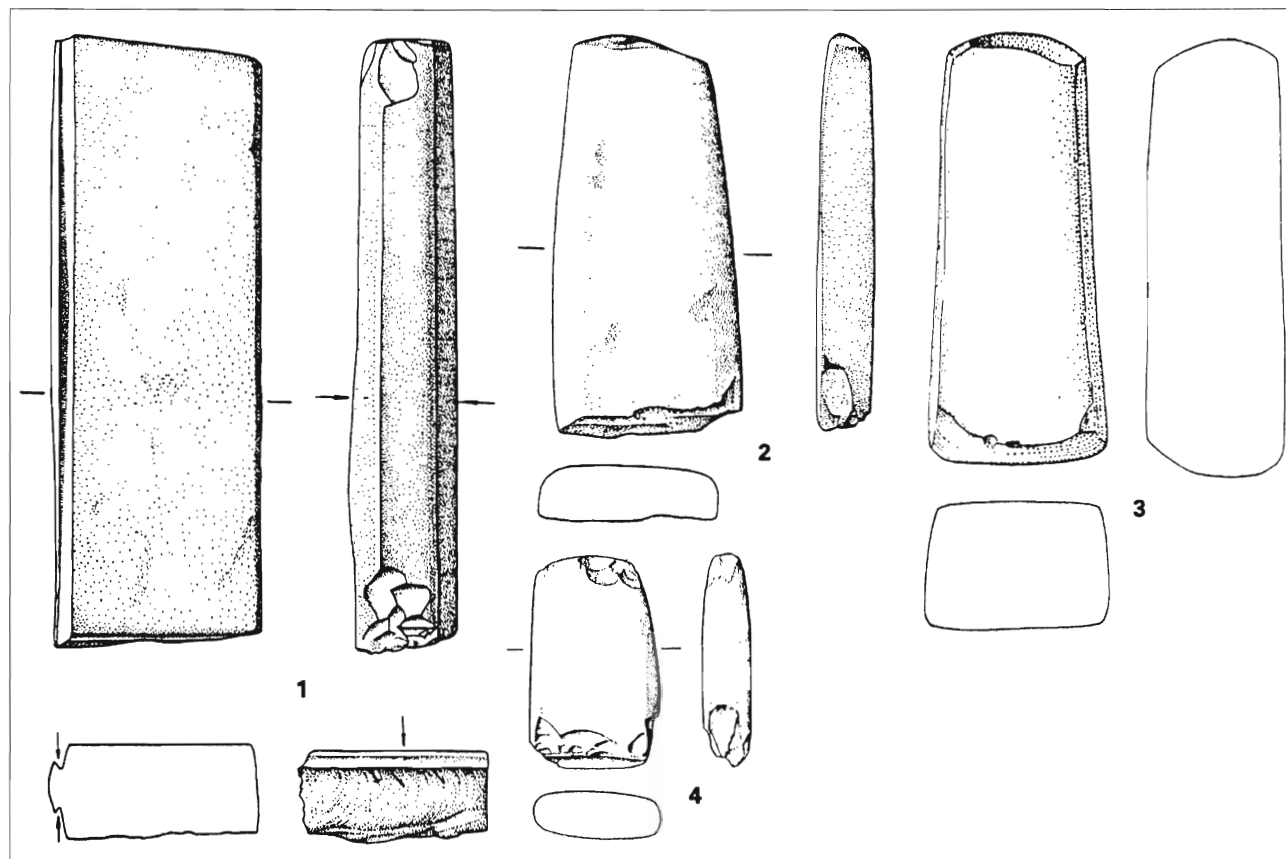


Fig. 3. Worked stone raw material with traces of sawing along and cross the prism (1), stone axes – semiproducts (2–4).

Raw materials

Raw material of Neolithic/Aeneolithic artefacts from the studied site, similar to the other archaeological localities, is different. Among materials used in Neolithic/Aeneolithic time, rocks of igneous, sedimentary, as well as of metamorphic origin have been used. Their characteristics are as follows.

I. Igneous rocks

I.1. Clinopyroxene-plagioclase phyric andesite

This rock type (ŠM-251/85-8) is very fresh. Characteristic are phyric clinopyroxenes and plagioclases (last ones dominate) located within slightly preferentially oriented matrix composed of plagioclase laths, fine-grained ore pigment and volcanic glass. As plagioclases dominate over clinopyroxenes, rock under consideration has character of "leuco-" type.

I.2. Trachyte

Also in this case among artefacts studied in thin sections only one trachyte has been found (ŠM-3/82-18). Rock under consideration is characterized by its subophitic fabric and dominant role of plagioclases (70 volume

per cent). Other rock-forming phases are represented by fine-grained weakly pleochroic monoclinic amphiboles (15 per cent), sphene and ore minerals as well as chlorite + epidote group minerals which form filling of hair-like vein-lets.

I.3. Gabbrodolerite

Holocrystalline gabbrodolerite (ŠM-I/84-2) with ophitic as well as glomerophyric fabric. Phyric phases are represented by orthopyroxene, clinopyroxene and plagioclase. Gradual development of the rock mineral assemblage is documented by overgrowth of orthopyroxenes by clinopyroxenes. Matrix is composed of lathy plagioclase + chlorite and ore pigment.

I.4. Aphanitic diabase (paleobasalt)

Fragment of axe (ŠM-36/82-29) is totally recrystallized into fine-grained mixture of secondary minerals (chlorite, ore pigment, epidote-group minerals a. o.). Only locally phantoms of original plagioclases and clinopyroxenes can be seen. The artefact under consideration has brecciated character with chlorite $\pm$ quartz $\pm$ epidote filling of spaces among individual fragments. Degree of alteration and mechanical brecciation of source rock are in favour of its pre-Tertiary age.

1.5. Serpentinized picrite

This rock type (ŠM-6/87-26b) is very seldom in the central European territory. The artefact studied is characterized by very intensive secondary recrystallization processes, among which those of serpentinization, steatitization and carbonatization are the most intensive. Though above intensive processes took place original shape and size of rock forming olivines and pyroxenes are still detectable. So, by the degree of alteration rock under consideration should be characterized among metamorphic rocks as well.

1.6. Amphibolized diabase (paleobasalt)

Fine-grained massive basic volcanic rock (ŠM-P2.2-Vr-4/13). For the given artefact total alteration of clinopyroxene to turquoisegreen hornblende and strong alteration of plagioclases are characteristic. Ophitic fabric is still detectable. Ore pigment reaches 10 volume per cent.

II. Sedimentary rocks

II.1. Limy mudstones

Axes (fragment of axes) made from this type of raw material are of various size. For the whole set (10 pieces: ŠM-190/84-4a, ŠM-190/84-4b, ŠM-103/8383-5a, ŠM-254/85-7, ŠM-255/85-9, ŠM-245/85-19, ŠM-6/87-26a, ŠM-2/87-13, ŠM-2/84-6a, ŠM-115/83-11) of microscopically studied artefacts their yellow to light yellowish-brown colour and aphanitic appearance is common. Raw material of this type is homogeneous, massive. For all artefacts patination is characteristic. Smaller (thinner) artefacts are completely weathered, so in cut plane only colours characteristic for patination are developed. Based on the specific gravity and colour of fresh parts of the artefacts, we suppose variable proportion of Ca-Fe and Mn respectively in rock forming carbonates.

Thin section character of limy mudstone is very close each other. Submicroscopically grained carbonate aggregate is more-or-less homogeneous. It is intimately mixed with clay minerals. In thin sections also sporadic small (less than 0.1 mm size) clasts of quartz, in less amount also micas are present in accessory amount. In accordance with intensity of weathering processes within carbonate aggregate small (less than 0.1 mm) iron oxides appear. Their amount reaches up to 10 volume per cent. This raw material type of the given site has been characterized in detail in the past (Banská et al., 1998).

II.2. Quartzite

This anchimonomineral rock (ŠM-64/82-14) is composed of irregular quartz grains of 0.2–0.3 mm dimensions forming approx. 90 per cent of the given rock. Except of undulous quartz also feldspar (both of plagioclases as well as K-feldspars), micas, ore minerals and carbonates are present, so quartzite has not well expressed arcose character.

II.3. Greywacke

Very fine to fine-grained (0.2–1 mm) rocks (ŠM-228/85-15, ŠM 234/85-16, ŠM-72/82-1, ŠM-122/83-3) of more-or-less uniform composition: dominant are quartz clasts which are accompanied by feldspars, micas (both of light as well as dark ones), tourmaline, glauconite, accessories (zircon, rutile, ore minerals) and carbonates. In such way clasts derived from crystalline complexes, mostly granites, are dominant. Rock matrix represents mixture of very fine (to 0.1 mm) sandy and carbonatic character.

III. Metamorphic rocks

III.1. Greenschists

Though mineral composition of this rock group (ŠM-2/85-25, ŠM-126/83-12, ŠM-10b/83-5b, ŠM-5/83-20, ŠM-2/87-27, ŠM-228/85-28, ŠM-P6.Vr-1/87) within individual rock varieties differences, greenschist have several common features. They are fine-grained (mostly to 1 mm grain-size), schistose, with prevailing amphiboles of different type. On the basis of their mineral composition they should be divided into several rock varieties, in this case we characterize the whole rock-group together.

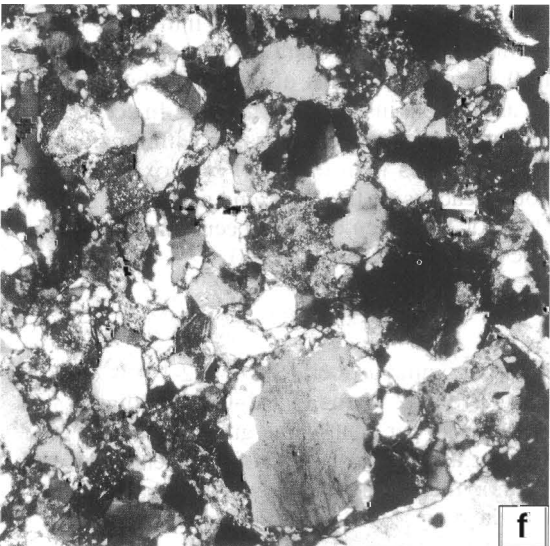
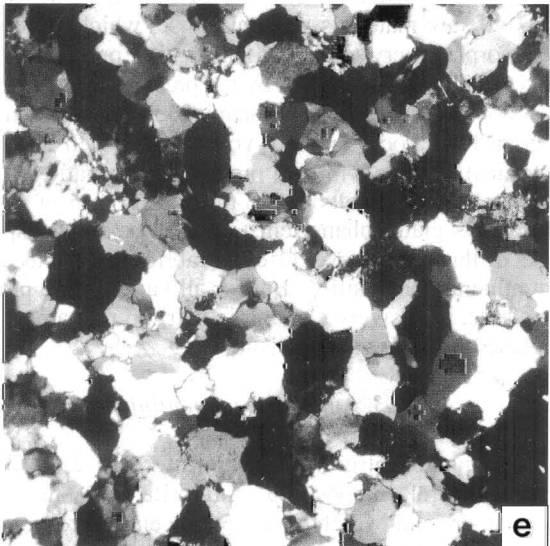
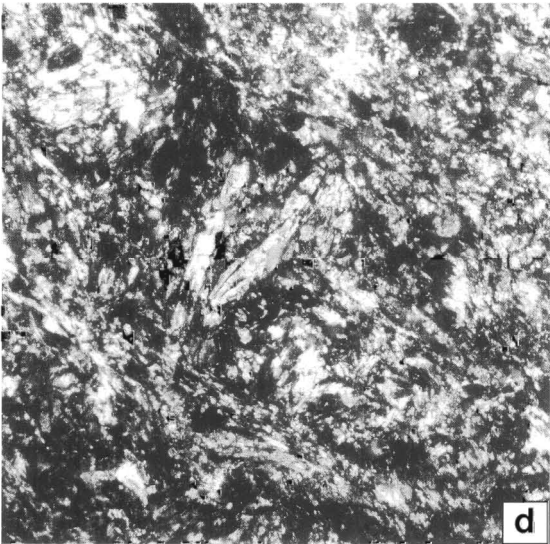
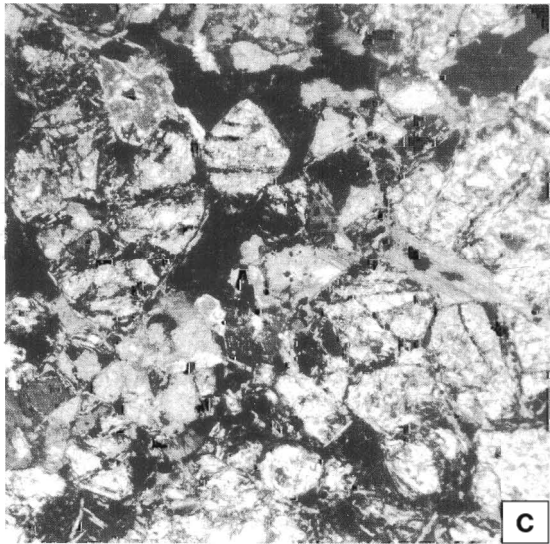
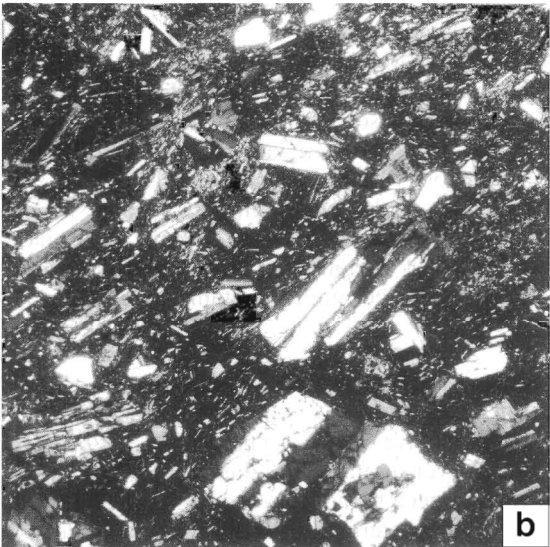
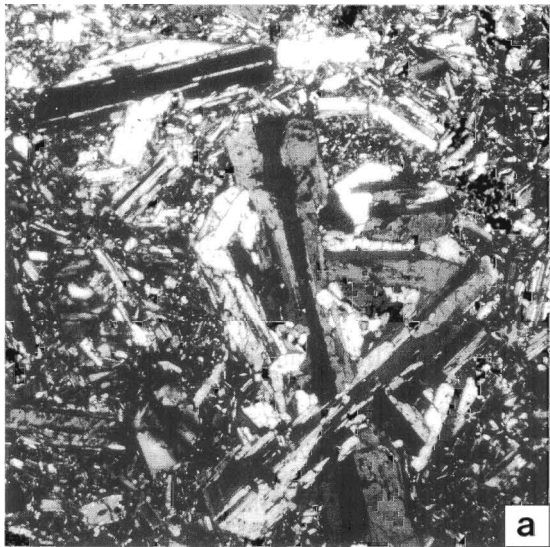
Different protolith of rocks under consideration is expressed by the presence of various amphibole types. The most characteristic are tremolitic and anthophyllitic colourless amphiboles, which on places are metasomatically replaced by phlogopites. But actinolite as well as green pleochroic amphiboles (hornblendes) are also present. Among rock-forming minerals of the greenschist present in several varieties in substantial amount belong plagioclases and quartz. Among accessories opaques, clinozoisite and chlorite have been detected.

III.2. Glaucophanized basalts – glaucophane schists

To this wide group (represented by artefacts ŠM-2/85-25, ŠM-231/85-17, ŠM-126/83-12, ŠM-10b/83-5b, ŠM-5/83-20, ŠM-2/87-27, ŠM-228/85-28, ŠM-P6.Vr-1/87) of raw materials we rank those, which underwent metamorphic recrystallization under high pressure, which pT conditions are expressed by the presence of glaucophane. Various degree of glaucophanization cause ranking of original basic rocks (mostly volcanics as well as volcanoclastics) to those with still preserved magmatic features (glaucophanized basalts) up to the end product of recrystallization - glaucophane schists. Based on above aspects, rocks of this group have different fabrics as well as different mineral composition. But for all varieties the presence of blue, intensively pleochroic sodium rich amphibole (= glaucophane) is characteristic.

III.3. Antigorite serpentinite

Fine-grained antigorite serpentinite (ŠM-2/84-6b) of simple mineral composition (antigorite – 90, magnetite pigment – 5, and Mg-chlorite – 5 per cent) corresponds to



◀ **Pl. 1.** a – Cumulophytic fabric of gabbrodolerite. Phyric twinned plagioclases form nest of long tables. Artefact: ŠM-1/84/2. Magn.: 36x, X polars negat.: 91243. b – Orthopyroxene-plagioclase phyric andesite with preferred orientation of phyric phases. Artefact: ŠM-251/85-8. Magn.: 36x, X polars negat.: 91242. c – Totally altered picrite – shape of olivines and pyroxenes are still detectable. Artefact: ŠM-6/87-26. Magn.: 36x, X polars negat.: 91240. d – Glaucophanized basalt – glaucophane prevails over other phases. Artefact: ŠM-231/85-17. Magn.: 36x, X polars negat.: 91247. e – Arcosic quartzite. Granoblastic fabric. Artefact: ŠM-64/82-4. Magn.: 36x, X polars negat.: 91237. f – Greywacke. Porphyroclasts of quartz within fine-grained matrix. Artefact: ŠM-72/82-1. Magn.: 36x, X polars negat.: 91238.

those described from the other localities on the territory of the Slovak Republic (Hovorka and Illášová, 1995; Hovorka and Soják, 1997; Hovorka and Cheben, 1997). Rock type under consideration is characterized by dark grey colour and massive fabric.

Discussion and conclusions

One of the most important task in petroarchaeology/archaeometry, besides determination of types of raw material used for polished tools, is the question of their provenience.

The set of artefacts studied in thin sections is composed of axes, hammers and their fragments made from igneous, sedimentary as well as metamorphic rocks. Archaeological site Šarišské Michaľany is located in the area, in which local rock types are suitable to be used as raw material for polished industry. Sequences ranked to flysch type Paleogene crop out in wider area. They are composed of manyfold alternating sandstones, greywackes, shales and limy mudstones. Namely limy mudstones (II.1) and greywackes (II.3) belong to this type. Quartzite (II.2) is close to types occurring within lowermost Triassic sequences known to occur in broader surroundings.

Some of igneous rocks can be located with high probability to certain field occurrences: trachyte (I.2) occurs within the Pieniny Mountains volcanic field (Mt. Wzar) located on the Polish territory. Small andesitic volcanoes (rock-type I.1) are known to occur in the area of Šarišské Michaľany. Types I.1 and I.2 are of Neogene age. To this province also type I.3 (gabbrodolerite) probably belongs. Rock type under I.4 by the degree of alteration belongs to Mesozoic or even older rock association. Rock types quoted under I.5 and I.6 are not known from in situ massifs in eastern Slovakia. Together with several metamorphic rocks (namely III.2) they are the most probably component of the Upper Cretaceous polymictic conglomerates belonging to the Klippen belt. Various types of the greenschists (III.1) are known to occur in huge areas of the Slovenské rudohorie Mts. Antigorite serpentinite (III.3), even small in situ bodies are known from the Dobšiná, Vyšný Klátov and Bukovec areas, but artefacts should be made from pebbles of the Klippen belt conglomerates. Concluding it should be expressed that a substantial part

of artefacts studied from the raw material point of view belongs to local sources. Smaller part of artefacts is made from rock sources of medium distances (trachyte – Mt. Wzar, some of greenschists – the Spišsko-gemerské rudohorie mountains, glaucophanized rocks and glaucophane schists – the Klippen belt conglomerate pebbles).

Namely flat pebbles having two relatively smooth parallel planes are suitable raw material for the consequent polishing to get final product of desirable shape.

Presented paper represents a partial result of by the Grant Agency VEGA financially supported project No. 95/5195/198. Results presented in this paper are simultaneously partial results of the IGCP/UNESCO Project No. 442.

Acknowledgement. Authors express their cordial thanks to Dr. J. Jemel for his recommendations, which significantly cleared up the text of presented paper.

References

- Banská, M., Hovorka, D. & Šiška, S., 1998: Palaeogene limy mudstones: local raw material of the Neolithic stone artefacts of the Šarišské Michaľany site (Eastern Slovakia). *Archeol. Rozhl., L, Praha*, 656–662.
- Hajnalová, E., 1993: Praveké osídlenie lokality Šarišské Michaľany dokumentované rastlinnými zvyškami (Urzeitliche Besiedlung der Fundstelle Šarišské Michaľany, dokumentiert durch Pflanzenreste). *Vých. Pravek, IV, Košice*, 49–65.
- Hovorka, D. & Illášová, L., 1995: Antigorite serpentinite – rare raw material of Neolithic polished stone industry from Slovakia. *Archeol. Rozhl., Praha, XLVII*, 357–362.
- Hovorka, D. & Soják, M., 1997: Neolithic/Eneolithic/Early Bronze age polished stone industry from the Spiš area (northeastern Slovakia). *Slov. Archeol., Nitra, XLV, 1*, 7–34.
- Hovorka, D. & Cheben, I., 1997: Raw materials of Neolithic polished stone artefacts from the site Bajč (SW Slovakia). *Mineralia Slov.*, 29, 210–217.
- Kaczanowska, M., Kozłowski, J. K. & Šiška, S., 1993: Neolithic and Aeneolithic chipped stone industries from Šarišské Michaľany, Eastern Slovakia. *Inst. Archeol. Jagel. Univ., Kraków, CCCXIX*, 132 p.
- Semionov, S. A., 1957: Pervobytnaja tehnika. Materialy i issledovaniya po archeologii SSSR, 54. Moskva.
- Šiška, S., 1984: K výrobe kamenných brúsených nástrojov (Zur Technologie der Erzeugung von geschliffenen Steingeräten). *Zbor. prác Ludmily Kraskovskej, Bratislava*, 20–29.
- Šiška, S., 1995: Dokument o spoločnosti mladšej doby kamennej – Šarišské Michaľany (Evidence for the Society of the Late Stone Age). Bratislava. *Archeol. pamiatky Slovenska, 4, Bratislava, Veda*, 70.
- Štelcl, J. & Malina, J., 1975: Základy petroarcheologie, Univ. J. E. Purkyně, Brno, 123 p.

Brúsená kamenná industria z neolitického sídliska Šarišské Michaľany (východné Slovensko)

Neolitické osídlenie východného Slovenska prvými poľnohospodárskymi komunitami v archeologickej stratigrafii zodpovedá obdobiu východnej linerárnej keramiky, ktorá bola v povodí Tisy rozšírená väčšiu časť 5. tisícročia pred n. l. V druhej polovici tohto obdobia nositeľa východnej lineár-

nej keramiky, reprezentovanej tiszadobskou skupinou, osídlili aj Šarišskú kotlinu, ktorá sa stala najsevernejším čiastkovým regiónom obývaným neolitickými komunitami patriacimi do regiónu Tisy. Osídlenie Šarišskej kotliny vrcholilo v období bukovohorskej kultúry na konci 5. tisícročia pred

n. I. Najlepšie preštudovanou lokalitou tiszadobskej a bukovohorskej kultúry na území Slovenska je kataster Šarišských Michalian (Šiška, 1995), kde v minulosti prebiehal rozsiahly terénny archeologický výskum (l. c.).

V práci uvádzame základné typologické skupiny kamenných nástrojov zo sledovanej oblasti. Ich mikroskopickým výskumom sme charakterizovali najmenej dvanásť horninových typov, ktoré sú reprezentované všetkými troma základnými (erup-tívnymi, sedimentárnymi a metamorfovanými) skupinami hor-

nín. Pre lokalitu/oblasť je charakteristická výrazná prevaha lokálneho materiálu použitého na výrobu kamenných nástrojov, zbraní, ornamentálnych a kultových predmetov. Dominantným typom suroviny je vápnitý kalovec (Banská et al., 1998), ktorý je jednou zo základných litofácií paleogénneho flyša širšej oblasti výskytov kamenných neolitických artefaktov. Lokálnu provenienciu surovín dokumentujú aj nálezy polotovarov, resp. stôp po spracúvaní poškodených nástrojov. Tieto nálezy z nášho územia patria medzi unikátne (Šiška, 1995).

Granaticko-pyroxenické metabazity a antigoritické serpentinity – dôkaz prítomnosti leptynitovo-amfibolitového komplexu v Branisku

ŠTEFAN MÉRES¹, PETER IVAN¹ a DUŠAN HOVORKA²

¹Katedra geochémie a ²Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty
Univerzity Komenského, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 19. 4. 1999, revidovaná verzia doručená 7. 6. 1999)

Garnet-pyroxene metabasites and antigorite serpentinites – evidence of the leptyno-amphibolite complex in the Branisko Mts. (Tatric Unit, central Western Carpathians)

On the rock-blocks deposit from the just constructed highway tunnel, which construction penetrates amphibolite body, as well as on its surface of the Branisko Mts., we have found blocks of antigorite serpentinites, their metasomatic derivatives (talc and actinolite monomineralic schists) and blocks of amphibolized eclogites. By mentioned discoveries metabasite body under consideration by their rock filling approaches the rock-bodies of several Tatric and Veporic partial geological units, which are members of the leptyno-amphibolite complex.

Key words: Branisko Mts., leptyno-amphibolite complex, antigoritic serpentinites, amphibolized eclogites

Úvod

Základnú prácu o stavbe a horninovej náplni Braniska zverejnil Rösing (1947). Obdobie generálnych geologických máp (L. Kamenický, 1963), ako aj nasledujúca syntéza predkarbónskych komplexov Západných Karpát (J. Kamenický, 1967, in Mahel' et al., 1967) nepriniesli zásadne nové zistenia. V skupine predkarbónskych metamorfovaných hornín v Branisku sa uvádzajú: rula (prevažne biotitická, granatická s kyanitom, sillimanitom a cordieritom), amfibolické ruly a amfibolity rozličného typu a migmatity (l. c.). Na publikovanej geologickej mape (Jacko et al., 1996) sú v kryštaliniku Braniska znázornené amfibolity (miestami granatické a biotitické), rula (granaticko-biotitická, granaticko-sillimaniticko-biotitická a granulitická), migmatity s reliktnými metamorfotom granulitovej fácie, granodiority (amfibolicko-biotitické a biotitické) a svetlé drobnozrnité aplitoidné granity. Vozárová a Vozár (in Polák et al., 1997) z granatických amfibolitov uvádzajú diablastické štruktúry – symplektity amfibolu a plagioklasu, ktoré dokladajú rozpad pôvodných pyroxénov.

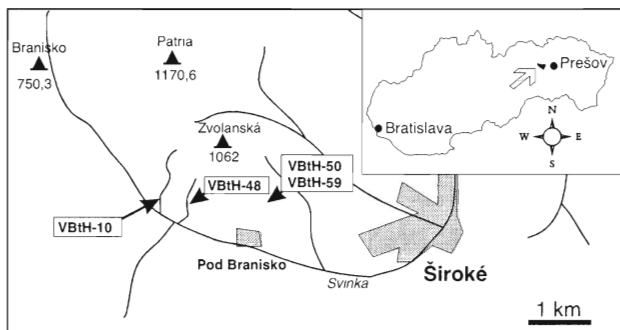
Nové poznatky o kryštalinických sekvenciách Braniska výrazne rozšírila Vozárová (1993) a Faryad (1996) a súčasný stav poznania prezentuje práca Vozárovej a Faryada (1997). V týchto prácach je aj spresnená charakteristika základných horninových typov a uvádzajú sa aj exaktné podmienky ich vzniku. Vozárová a Faryad (l. c.) uvádzajú

maximálne pT podmienky vzniku rúl 675–770 °C a tlak 630–870 MPa, kým teplotu amfibolitov do 700 °C a tlak do 1000 MPa. Tak sa kryštalinikum Braniska pT podmienkami zaraďuje medzi najintenzívnejšie metamorfované západokarpatské komplexy.

Jacko (1999) považuje kryštalinikum Braniska za vrchnú jednotku variskej stavby tatroveporického kryštalinika (sensu Bezák, 1994) a predpokladá devónsky vek metamorfotom. Napriek výraznému alpínskemu prepracovaniu v zmysle tohto autora možno v Branisku preukázať produkty štyroch variských tektonotermálnych etáp s progresívnym a retrográdnym trendom – od spodnej hranice granulitovej fácie cez amfibolitovú až po fáciu zelených bridlíc. pT parametre najstaršej synkinematickej metamorfózy indikujú rozhranie granulitovej a amfibolitovej fácie metamorfózy (Vozárová, 1993; Vozárová a Faryad, 1997). Druhá tektonotermálna etapa má relatívne nižšie pT parametre (590–648 °C a 400–450 MPa; Vozárová, 1993). Tretia tektonotermálna etapa sa viaže na polymigmatitové aureoly autometamorfovaného granitu komplexu Bujanovej. Štvrtá etapa metamorfózy asocioje so vznikom variskej príkrovovej stavby regiónu a spôsobila diaforézu vo fácií zelených bridlíc.

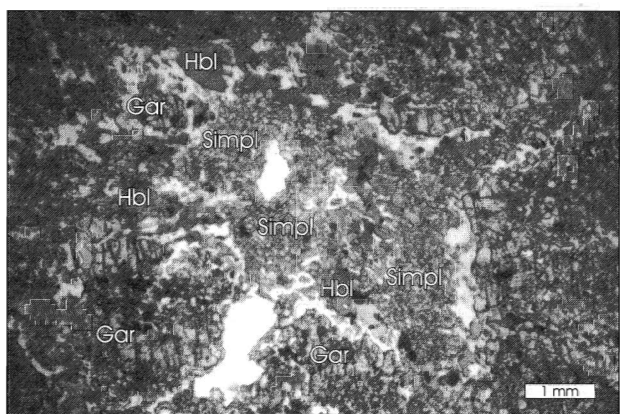
Nové typy hornín v Branisku

V minulosti z Braniska neznáme predkarbónske horninové typy – granaticko-pyroxenické metabazity a meta-



Obr. 1. Schematická mapa s lokalizáciou vzoriek granatiko-pyroxenických metabazitov v Branisku.

Fig. 1. Schematic map with the localization of garnet-pyroxene metabasites in the Branisko Mts.

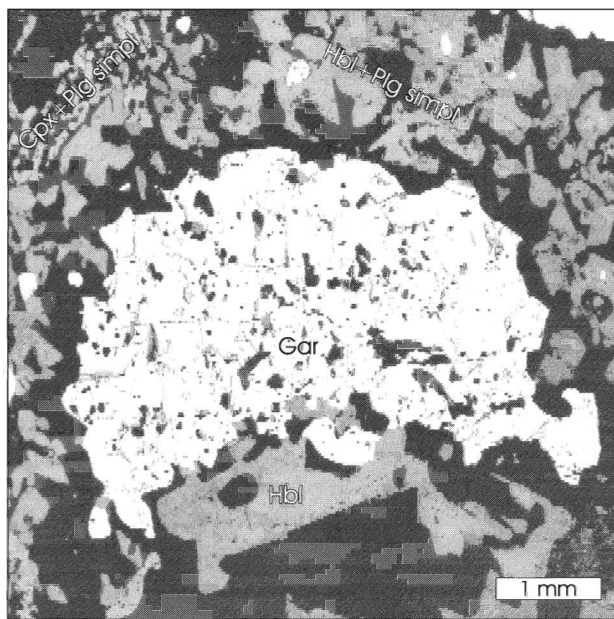


Obr. 2. Granatiko-pyroxenický metabazit s charakteristickým výrazným zastúpením Cpx + Plg, Hbl + Plg a Hbl + Cpx symplektitov. Skrížené nikoly.

Fig. 2. Garnet-pyroxene metabasite with typical Cpx + Plg, Hbl + Plg and Hbl + Cpx symplectites. Crossed polars.

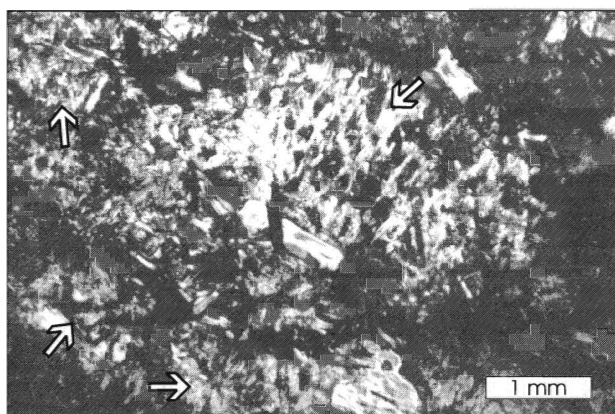
ultrabazity – zistil už roku 1996 v zriedka sa vyskytujúcich blokoch jeden z autorov (Ivan) v doline Svinky (obr. 1). Toto zistenie nás viedlo k makroskopickému a mikroskopickému štúdiu hornín z medziskládky materiálu diaľničného tunela pri obci Široké. Výskyt nových horninových typov aj na tejto medziskládke dokumentuje, že súčasťou litológie kryštalinika Braniska sú aj granatiko-pyroxenické metabazity, antigoritické serpentinity a ich metasomatické deriváty – mastencové bridlice a amfibolické bridlice.

Podľa predbežných poznatkov najmä z výskumu povrchových východov amfibolitového telesa tvoria granatiko-pyroxenické metabazity a antigoritické serpentinity spolu s ich kontaktnometasomatickými derivátmi enklávy prevažne oválneho, bočníkovitého až šošovkovitého prierezu ostro ohraničené od okolitých amfibolitov. Na povrchu sa zistili šošovky veľké 1–2 m, ale podľa veľkosti blokov (až 2 m³) na medziskládke v tuneli sú pravdepodobne ešte väčšie. Okolité horniny, v ktorých sa enklávy vyskytujú, petrograficky zodpovedajú amfibolickým rulám, amfiboli-



Obr. 3. Granatiko-pyroxenický metabazit. Detail symplektitu okolo granátu. Odrazené elektróny.

Fig. 3. Garnet-pyroxene metabasite. Detail of garnet rimmed by symplectite. Backscattered-electron image.



Obr. 4. Antigoritický serpentínit. Antigorit a mastenec tvoria pseudomorfózy po olivínoch (označené šípkou). Skrížené nikoly.

Fig. 4. Antigorite serpentinite. Antigorite and talc pseudomorphs are formed at the expense of olivine (marked by arrow). Crossed polars.

tom, amfibolitom s granátom a zriedka amfibolovcom. Sú to strednozrnné až hrubozrnné usmernené, ale aj masívne, sporadicky páskované horniny. Na medziskládke tunela prevažujú masívne typy, niekedy s náznakmi gabrovej štruktúry. Pre všetky okolité horniny sú charakteristické prejavy migmatizácie späté s intenzívnou biotizáciou a prekremeniním.

Granatiko-pyroxenické metabazity sú masívne, prevažne jemnozrnné (1–2 mm) horniny. Ich sfarbenie závisí od množstva zachovaného pyroxenu a varíruje od žltazelenej po sýtozelenú farbu. Oproti prevládajúcim tmavozele-

Tab. 1
Representatívne analýzy pyroxénov z Gar-Cpx metabazitov Braniska (prepočet na 6 O a 4 kationy)
Representative clinopyroxene analyses of the Gar-Cpx metabasites from the Branisko Mts. (number of cations calculated on basis of 6 O atoms and 4 cations)

Vzorka	VBČH-10	VBČH-10	VBČH-10	VBČH-10	VBČH-48	VBČH-48
SiO ₂	53,04	52,54	52,04	52,44	51,79	52,06
Al ₂ O ₃	1,73	1,69	1,67	1,21	1,28	1,19
MgO	13,89	13,39	12,77	11,80	11,60	11,38
FeO	7,76	7,94	8,66	10,81	11,79	12,44
CaO	23,54	24,42	23,61	23,4	22,76	22,78
Na ₂ O	0,47	0,25	0,45	0,2	0,22	0,19
K ₂ O	0,11	0,17	0,13	0,07	0,07	0,12
Spolu	100,54	100,4	99,33	99,93	99,51	100,16
Si ^{IV}	1,955	1,946	1,952	1,978	1,966	1,969
Al ^{IV}	0,045	0,054	0,048	0,022	0,034	0,031
Al ^{VI}	0,030	0,020	0,026	0,032	0,024	0,022
Fe ⁺³	0,055	0,060	0,060	0,008	0,030	0,029
Fe ⁺²	0,185	0,186	0,211	0,333	0,345	0,365
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,763	0,739	0,714	0,664	0,657	0,642
Ca	0,929	0,969	0,949	0,946	0,926	0,923
Na	0,034	0,018	0,033	0,015	0,016	0,014
K	0,005	0,008	0,006	0,003	0,003	0,006

Horninotvorné minerály sa analyzovali na elektrónovom mikroanalyzátore JEOL Superprobe 733 za štandardných podmienok (Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava). Lokalizácia vzoriek: VBČH-10 – Branisko, najzápadnejšia dolina ústiaca do Svinky na JZ od kóty Zvolanská (1062 m n. m.); VBČH-48 – Branisko, 700 m n. m. v doline z údolia Svinky na SV pod kótu Zvolanská; VBČH-50 a VBČH-59 – Branisko, medziskladka materiálu diaľničného tunela pri obci Široké.

Rock-forming minerals were analysed on electron microprobe JEOL Superprobe 733 under standard conditions (Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava). Location of samples: VBČH-10 – Branisko Mts., westernmost valley mouth to the Svinka brook valley towards SW from the Zvolanská elevation point (1062 m above s. l.); VBČH-48 – Branisko Mts., 700 m above s. l., valley branched off the Svinka valley to NE below the Zvolanská elevation point; VBČH-59 – Branisko Mts., buffer store of material of the highway tunnel at Široké village.

Tab. 2
Representatívne analýzy granátov z Gar-Cpx metabazitov Braniska (prepočet na 12 O)
Representative garnets analyses from the Gar-Cpx metabasites of the Branisko Mts. (number of cations calculated on basis of 12 O atoms)

Vzorka	VBČH-48 str	VBČH-48 okr	VBČH-59 str	VBČH-59 okr	VBČH-10 str	VBČH-10 okr
SiO ₂	37,89	37,43	38,22	37,58	37,52	37,84
Al ₂ O ₃	21,42	21,56	22,05	21,77	21,45	21,55
FeO	26,66	26,17	24,13	24,75	24,62	24,98
MgO	4,82	4,17	6,49	6,23	5,87	5,76
MnO	0,42	0,35	0,51	0,60	0,52	0,45
CaO	9,64	10,15	8,82	9,00	9,86	9,87
Spolu	100,85	99,83	100,22	99,93	99,84	100,45
Si	2,96	2,95	2,96	2,93	2,94	2,94
Al	1,97	2,00	2,01	2,00	1,98	1,98
Fe	1,74	1,73	1,56	1,61	1,61	1,63
Mg	0,56	0,49	0,75	0,72	0,68	0,67
Mn	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03
Ca	0,81	0,86	0,73	0,75	0,83	0,82
prp	17,88	15,84	24,34	23,15	21,68	21,22
alm	55,52	55,73	50,78	51,56	51,05	51,68
sps	0,89	0,75	1,09	1,26	1,08	0,94
grs	25,71	27,68	23,79	24,03	26,18	26,16

Tab. 3

Reprezentatívne analýzy plagioklasov z Gar-Cpx metabazitov Braniska (prepočet na 8 O)

Representative plagioclases analyses from the Gar-Cpx metabasites of the Branisko Mts. (number of cations calculated on basis of 8 O atoms)

Vzorka	VBČH-50	VBČH-50	VBČH-10	VBČH-48	VBČH-48
SiO ₂	59,81	65,49	58,91	60,23	55,09
Al ₂ O ₃	25,46	21,59	26,21	25,09	28,58
CaO	6,93	2,27	7,86	6,64	10,71
Na ₂ O	7,40	10,14	6,79	7,46	5,44
K ₂ O	0,15	0,20	0,49	0,38	0,21
Spolu	99,75	99,69	100,26	99,80	100,03
Si	2,662	2,881	2,626	2,686	2,478
Al	1,336	1,120	1,377	1,319	1,515
Ca	0,330	0,107	0,375	0,317	0,516
Na	0,639	0,865	0,587	0,645	0,474
K	0,008	0,011	0,028	0,022	0,012
Ab	65,36	87,95	59,27	65,58	47,29
An	33,79	10,89	37,93	32,24	51,50
Or	0,85	1,16	2,80	2,19	1,22

ným až zelenočiernym amfibolitom majú nevýrazne svetlejšie, často škvrnité sfarbenie. Distribúcia granátu nie je v rámci blokov (veľkých do 2 m³) na horninovom depozite rovnomerná. Červený pyropovo-grossulárovo-almandínový granát tvorí kryštály kruhovitého až oválneho prierezu variabilnej veľkosti (0,5–7 mm), typy s väčšími granátmi prevládajú. Podiel granátu na zložení horniny je v niektorých prípadoch až 60 % a jeho priestorové roz-

miestnenie varíruje. Prevažnú časť horniny v najzachovanejších typoch tvorí granát s mnohými uzavreninami kremeňa a diablastické prerasty drobných zŕn klinopyroxénu (diopsidu), plagioklasu (albitu) a amfibolu (obr. 2 a 3, tab. 1, 3 a 4). Granáty sú retrográdne zonálne a majú variabilné zastúpenie zložiek (pyrop 15–25 %, grossulár 23–28 %, almandín 50–56 %, spessartín < 1,3 %, tab. 2).

Amfiboly v študovaných metabazitoch patria do skupiny vápenatých amfibolov. Väčšie zrná hnedého až modrastého amfibolu sa koncentrujú v granátových zrnách a v ich bezprostrednom okolí. Podľa klasifikácie Leake et al. (1997) tieto amfiboly zložením zodpovedajú železnatému pargasitickému hornblendu (tab. 4, analýza 1 a 2). S rastúcou premenou zastúpenie a veľkosť amfibolu v matrixe rastie a mení sa aj jeho farba z hnedej na svetlohnedú až hnedozelenú. Amfiboly zložením zodpovedajú edenitickému hornblendu (tab. 4, analýza 3 a 4) a horečnatému hornblendu (tab. 4, analýza 5 a 6). S rastom obsahu amfibolu granatiko-pyroxenické metabazity prechádzajú do granatických amfibolitov. Časť študovaných vzoriek obsahuje aj agregáty mladších drobnostřípkovitých modrozelených až svetlozelených amfibolov (aktinolit, tab. 4, analýza 7), ktoré sa často vyskytujú v okolí drobných dislokácií v hornine. Sporadicky ich zatláča difúzny biotit.

Plagioklasy v matrixe horniny prevažne zastupuje oligoklas až andezín, sporadicky sa v matrixe niektorých vzoriek vyskytuje labrador a v symplektitoch prevažne albit (tab. 3).

Typickým minerálom granatiko-pyroxenických metabazitov je rutil, ktorý tvorí drobné zrná koncentricky le-

Tab. 4

Reprezentatívne analýzy amfibolov z Gar-Cpx metabazitov Braniska (prepočet na 23 O a 13 katiónov)
Representative amphibole analyses from the Gar-Cpx metabasites of the Branisko Mts. (number of cations calculated on basis of 23 O atoms and 13 cations)

Vzorka Anal.	VBČH-50 1	VBČH-48 2	VBČH-50 3	VBČH-10 4	VBČH-59 5	VBČH-10 6	VBČH-59 7
SiO ₂	42,47	42,94	44,23	44,58	46,23	49,09	52,70
TiO ₂	1,59	1,67	1,04	0,34	0,73	0,47	0,15
Al ₂ O ₃	12,39	12,57	11,37	12,09	10,07	7,27	4,75
Cr ₂ O ₃	0,00	0,11	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00
FeO	15,77	15,12	17,44	13,97	13,13	12,74	9,26
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,26
MgO	10,43	9,67	9,83	12,18	12,91	14,36	16,64
CaO	12,08	13,19	11,98	11,85	12,24	11,99	13,46
Na ₂ O	1,76	1,49	1,49	1,55	1,36	1,24	0,60
K ₂ O	0,59	0,71	0,55	0,76	0,23	0,39	0,13
Spolu	97,08	97,47	97,93	97,32	97,14	97,55	97,95
Si ^{IV}	6,374	6,428	6,602	6,580	6,793	7,155	7,486
Al ^{IV}	1,626	1,572	1,398	1,420	1,207	0,845	0,514
Al ^{VI}	0,565	0,646	0,603	0,684	0,537	0,403	0,281
Ti	0,179	0,188	0,117	0,038	0,081	0,052	0,016
Fe ⁺³	0,077	0,000	0,026	0,074	0,078	0,000	0,013
Fe ⁺²	1,902	1,893	2,152	1,651	1,536	1,553	1,087
Mg	2,334	2,158	2,187	2,680	2,828	3,120	3,524
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,031
Ca	1,942	2,116	1,916	1,874	1,927	1,872	2,048
Na	0,512	0,432	0,431	0,444	0,387	0,350	0,165
K	0,113	0,136	0,105	0,143	0,043	0,073	0,024

mované ilmenitom a titanitom. Podiel rutilu klesá s intenzitou amfibolitizácie, a tak je v granatických amfibolitoch už spravidla len ilmenit a titanit. Z ďalších minerálov je v malom množstve zastúpený kremeň a niekedy aj sulfidické minerály.

Antigoritické serpentinity sa makroskopicky vyznačujú výraznou prevahou antigoritu (75–85 obj. %). Tento determinujúci minerál serpentinitov má rozličnú morfológiu – od mikroskopicky lupenitého všesmerného agregátu až po lupenité pseudomorfózy po ortopyroxénach, resp. spolu s drobnolupenitým masencom tvorí aj pseudomorfózy po idiomorfných olivínoch (obr. 4). Rozličné morfológické typy antigoritu v hornine sú produktom polyštádiálneho vývoja výslednej minerálnej asociácie a jeho lupenitý agregát je aj výplňou zón a žiliek. Lokálne možno pozorovať radiálnu, resp. arborescentnú štruktúru antigoritových agregátov. V skorších štádiách serpentinizácie bol v hornine hojný flogopit, ktorý je teraz zastúpený len v podobe reliktov zatláčaných chloritom a antigoritom. Ďalším charakteristickým minerálom serpentinitov je Mg chlorit, ktorý tvorí izolované lupene, ako aj nepravidelné zhluky lupenov, resp. pretiahnuté žilné útvarry. Na štiepných plochách Mg chloritu, ale aj v antigoritovom agregáte sú aj nepravidelné a pretiahnuté prierezy rudných minerálov (ilmenit ?, magnetit ?). V časti študovaných výbrusov sme zistili aj reliktu klinopyroxénov, ktoré sú v podstate jediným reprezentantom predserpentinizačnej minerálnej asociácie pôvodného ultrabázika. Podiel klinopyroxénu je nižší ako 1 %. Vo výbrusoch sú nerovnomerne rozptýlené aj stĺpiky monoklinického amfibolu (tremolitovo-aktinolitovej skupiny, resp. cummingtonitu), ktoré v jemnolupenitej antigoritickéj hmote horniny tvoria nerovnako veľké porfyroblasty (do 2 mm).

Charakteristickou fázou antigoritických serpentinitov je masenec. Vyskytuje sa vo forme mikroskopicky lupenitých agregátnych zhlukov nepravidelného tvaru a veľkosti a v agregátoch tvorí dominujúcu fázu, resp. je rozptýlený v celej ploche výbrusu.

Jednou z najmladších fáz je chryzotil, ktorý v podobe priečne orientovaného vláknitého agregátu tvorí – miestami s magnetitom – výplň vlásočnicových žiliek horniny. Je produktom kryštalizácie serpentínového gélu, ktorý migroval v posledných (retrogressných) štádiách vývoja hornín tohto typu. Veľmi zriedka sme v antigoritických serpentinitoch nachádzali aj hniezda a žilné útvarry vyplnené karbonátom.

Mastencové bridlice (talkity) sú masívne aj usmernené horniny. Bloky mastencových bridlice špinavobielej, resp. svetlozelenkastej farby sú v horninovom depozite veľmi zriedkavé. Vo výbrusoch sa okrem prevládajúceho jemnolupenitého (0,0X mm) masenca vyskytujú aj ojedinelé lupene Mg chloritu a tyrkysovo zeleného fuchsite s charakteristickým pleochroizmom. Mastencové bridlice zhodného typu sú známe z reakčnometasomatických zón na okrajoch ultrabazitových telies v kryštalických komplexoch tatroveporika (Hovorka, 1965), resp. vystupujú priamo v nich.

Amfibolické bridlice sú v tomto horninovom depozite tiež pomerne zriedkavým horninovým typom. Ide o an-

chimonominerálne amfibolické (aktinolitické) horniny masívnej aj usmernenej stavby a charakteristickej jablko-vozelenej farby. V malom množstve je prítomný fuchsit.

Diskusia

Zistenie enkláv granatiko-pyroxenických metabazitov a antigoritických serpentinitov v kryštalíniku Braniska je významné z hľadiska jeho korelácie s ostatnými jadrovými pohoriami, ako aj postavenia v litostratigrafickej schéme členenia kryštalínika Západných Karpát.

Horniny analogického zloženia, ako majú granatiko-pyroxenické metabazity Braniska, sa zistili v kryštalíniku Západných Karpát, napr. v Drahožickej doline v Tribeči (Hovorka a Méres, 1990), v doline Mlynného potoka v Malej Fatre (Hovorka et al., 1992; Janák a Lupták, 1997), v oblasti Jasenia v Ďumbierskych Tatrách (Spišiak a Pitoňák, 1990; Hovorka a Méres, 1993; Janák et al., 1994, 1995), vo veporickej zóne Nízkych Tatier (Hovorka a Méres, 1993; Hovorka et al., 1997) a v Západných Tatrách (Hovorka a Méres, 1993; Hovorka et al., 1994, 1997; Janák et al., 1995, 1996, 1997). Granatiko-pyroxenické metabazity vystupujú ako enklávy v leptynitovo-amfibolitovom komplexe a pokladajú sa za amfibolitizované eklogity (Hovorka a Méres 1989, 1990, 1993; Hovorka et al., 1992, 1994, 1997; Janák et al., 1997).

Vzájomné vzťahy základných minerálov granatiko-pyroxenických metabazitov (granátu, klinopyroxénu, amfibolu, plagioklasu, ilmenitu, rutilu a titanitu) v Branisku sú identické s týmito znakmi pozorovanými v granatiko-pyroxenických metabazitoch Tribeča, Malej Fatry, Nízkych Tatier a Tatier (l. c.). Pozorované symplektity sú – podľa nášho názoru – produktom rekryštalizácie pôvodného Na pyroxénu (omfacitu), ktorý doteraz nebol identifikovaný. Intenzita retrogresnej rekryštalizácie horniny pri klesajúcom tlaku viedla k premene pôvodného rutilu na ilmenit a titanit. Postupnosť dekompresnej rekryštalizácie dokumentujú amfiboly niekoľkých generácií (hnedý – modrozelený – svetlozelený až bezfarebný). Lokálne amfiboly II. a III. generácie zatláča difúzny biotit. Charakteristické symplektity a niekoľko generácií amfibolov svedčia – tak ako aj na iných výskytoch v Západných Karpatoch – o tom, že ide o retrográdne premenené vysokometamorfované horniny – eklogity. Pôvodne vysoké pT podmienky metamorfózy tohto kryštalínika podporuje aj výskyt granulitických rúl a migmatitov s reliktmi metamorfítov granulitovej fácie v kryštalíniku Braniska (l. c.). Publikované maximálne pT podmienky metamorfózy rúl a amfibolitov (770 °C a 1000 MPa; Vožárová a Faryad, 1997) sú zasa porovnateľné s údajmi z iných kryštalických jadier Západných Karpát, kde sa zistil leptynitovo-amfibolitový komplex (Malá Fatra, Nízke Tatry, Západné Tatry; l. c.). Výrazne nižšie zastúpenie vysokometamorfovaných hornín v súčasnom eróznom zreze kryštalínika Braniska spôsobila rekryštalizácia (diaforéza) pôvodne vysokometamorfovaných hornín v podmienkach amfibolitovej fácie.

Antigoritické serpentinity, ktoré sme v Branisku zistili, sú petrograficky identické s enklávami metaultrabazi-

to v vyskytujúcich sa v LACWECA. Enklávy metaultrabazitov, ktoré zaradujeme do LACWECA (Hovorka a Méres, 1993; Hovorka et al., 1994, 1997), sa našli v Malej Fatre (Hovorka et al., 1985), Slovenskom rudohorí (Hovorka et al., 1997) a v Nízkych Tatrách (Spišiak et al., 1988; Spišiak a Pitoňák, 1990). Mastencové a amfibolické bridlice v Branisku, typické pre reakčnometasomatické zóny („blackwall“) na leme ultrabázických telies lokalizovaných v kryštálických komplexoch tatroveporika (Hovorka, 1965, 1994), svedčia o tom, že aj v tomto prípade ide o derivát telies ultrabazitov. Za prekursor antigoritických serpentinitov považujeme kumulátové ultramafické horniny ekvivalentné typom v tatriku a veporiku Západných Karpát (Hovorka, 1994).

Leptynitovo-amfibolitový komplex (LAC) sa podľa horninového zloženia definuje ako metamorfovaná bimodálna magmatická séria bázických a acidných hornín s tholeiitickou afinitou, pre ktorú je charakteristická prítomnosť reliktov vysokometamorfovaných hornín – eklogitov, resp. granulitov (Santalier et al., 1988). Mnohí autori jeho prítomnosť dokumentovali v rôznych segmentoch variscíd Európy (napr. Centrálny masív, západné a východné Alpy; Briand et al., 1991, 1995; Pin a Marini, 1993; Ménot a Paquette, 1993). Súčasne sa LAC chápe ako jeden z charakteristických základných horninových komplexov tejto megajednotky.

V tatriku a veporiku Západných Karpát sme ako leptynitovo-amfibolitový komplex (LACWECA) definovali horninový komplex, v ktorom sa vyskytujú leptynity, amfibolity, enklávy granatiko-pyroxenických metabazitov, metaultramafitov, ortoruly, gabroidy/metagabroidy, metakarbonáty a korundovo-flogopitové horniny (Hovorka et al., 1992, 1994, 1997; Hovorka a Méres, 1993). Definícia LACWECA je novým pohľadom na litológiu, genézu a geologickú históriu predalpínskeho fundamentu Západných Karpát. Litológia kryštalinika sa rozšírila o nové horninové typy: granatiko-pyroxenické metabazity (amfibolitizované eklogity), gabroidy/metagabroidy, metaultramafity a ich rôzne premenené (migmatitizované, diaforitizované) horninové typy. Podľa petrologických a geochemických údajov sa LACWECA pokladá za pôvodne spodnokôrový komplex. Nie na každom výskyte LACWECA sú zastúpené všetky horninové typy. V Branisku sme napr. nespozorovali ostro ohraničené striedanie sa pruhov leptynitov a amfibolitov, ktoré je typické pre LACWECA v oblasti Jasenia v Ďumbierskych Tatrách (Spišiak a Pitoňák, 1992), v Jamníckej a Žiarskej doline v Západných Tatrách (Janák et al., 1993), v doline Mlyného potoka v skupine Veľkej lúky v Malej Fatre (Hovorka a Méres, 1993; Hovorka et al., 1997; Janák a Lupták, 1997), v doline Veľkého Zeleného potoka v Slovenskom rudohorí (Hovorka a Méres, 1993; Putiš et al., 1997; Hovorka et al., 1997) a v gemeriku v doline Tešnárk (Ivan, 1994).

Výskyt enkláv granatiko-pyroxenických metabazitov, antigoritických serpentinitov a ich metasomatických derivátov (mastencových bridlíc a amfibolických bridlíc), náznaky gabrovej štruktúry, hrubozrnný charakter a páskovanie v amfibolitoch, typické pre diferencované gabrá, svedčí

– podľa nášho náhľadu – o zastúpení leptynitovo-amfibolitového komplexu aj v tatrickom kryštaliniku Braniska.

Záver

V amfibolitovom (metabazitovom) telese Braniska sme zistili výskyt granatiko-pyroxenických metabazitov, antigoritických serpentinitov a ich hydrotermálnometasomatických derivátov (mastencových a amfibolických bridlíc).

Podľa petrografických znakov pokladáme

– granatiko-pyroxenické metabazity za retrogresne hydratované, pôvodne vysokometamorfované horniny – eklogity a

– antigoritické serpentinity a ich hydrotermálnometasomatické deriváty (mastencové a amfibolické bridlice) za premenené, pôvodne kumulátové ultramafické horniny.

Výskyt týchto hornín, ktoré sú v podobe enkláv pre leptynitovo-amfibolitový komplex Západných Karpát (LACWECA) typické, dokazuje prítomnosť tohto spodnokôrového komplexu aj v Branisku.

Práca je čiastkovým výstupom vedeckého projektu VEGA 1/5124/98.

Literatúra

- Bezák, V., 1994: Návrh nového členenia kryštalinika Západných Karpát na základe rekonštrukcie hercýnskej tektonickej stavby. *Mineralia Slov.*, 26, 1–6.
- Briand, B., Piboule, M., Santallier, D. & Bouchardon, J. L., 1991: Geochemistry and tectonic implications of two Ordovician bimodal igneous complexes, southern French Massif Central. *J. geol. Soc.*, 148, 959–971.
- Briand, B., Bouchardon, J. L., Ouali, H., Piboule, M. & Capiez, P., 1995: Geochemistry of bimodal amphibolitic-felsic gneiss complexes from eastern Massif Central, France. *Geol. Mag.*, 132, 3, 321–338.
- Faryad, S. W. 1996: Petrology of amphibolites and gneisses from Branisko crystalline complex, Western Carpathians. *Mineralia Slov.*, 28, 4, 265–272.
- Hovorka, D., 1965: Serpentinity kohútkeho kryštalinika a ich metamorfne produkty. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 9, 91–140.
- Hovorka, D., 1994: Meta-ultramafite bodies within the pre-Carboniferous complexes of the Western Carpathians central zone: geodynamic setting. *Geologica Carpathica*, 45, 145–149.
- Hovorka, D., Ivan, P., Jaroš, J., Kratochvíl, M., Reichwalder, P., Rojkovič, I., Spišiak, J. & Turanová, L., 1985: Ultramafic rocks of the Western Carpathians, Czechoslovakia. *D. Štúr Inst. of. Geol., Bratislava*, 1–260.
- Hovorka, D. & Méres, Š., 1989: Relikty vysokostupňových metamorfizov v tatroveporickom kryštaliniku Západných Karpát. *Mineralia Slov.*, 21, 3, 193–201.
- Hovorka, D. & Méres, Š., 1990: Klinopyroxenicko-granatické metabazity Tribeča. *Mineralia Slov.*, 22, 6, 533–538.
- Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P., 1992: Pre-Alpine Western Carpathians Mts. basement complexes: geochemistry, petrology and geodynamic setting. *Terra Nova abstr. Suppl.*, 4, 32.
- Hovorka, D., Méres, Š. & Caño, F., 1992: Petrologia granatiko-pyroxenických metabazitov Malej Fatry. *Mineralia Slov.*, 24, 1–2, 45–52.
- Hovorka, D. & Méres, Š., 1993: Leptynitovo-amfibolitový komplex Západných Karpát: vystupovanie a litologická náplň. *Mineralia Slov.*, 25, 1, 1–9.
- Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P., 1994: Pre-Alpine Western Carpathians basement complexes: lithology and geodynamic setting. *Mitt. Geol. Gesell. (Wien)*, 86, 33–44.

- Hovorka, D. Ivan, P. & Méres, Š., 1997: Leptyno-amphibolite complex of the Western Carpathians: its definition, extent and genetical problems. In: *Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (Eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, 269–280.*
- Ivan, P., 1994: Early Paleozoic of the Gemeric Unit (Inner Western Carpathians): geodynamic setting as inferred from metabasalts geochemistry data. *Mitt. Geol. Gesell. (Wien)*, 86, 23–31
- Jacko, S., 1999: Tektonometamorfny vývoj Braniska a Čiernej hory. *Mineralia Slov.*, 31, 1, 31–38.
- Janák, M., Pitoňák, P. & Spišiak, J., 1993: Banded amphibolic rocks from the Low and Western Tatra Mts.: evidence of the lower-crustal components in the pre-Alpine basement of the Western Carpathians. In: *Pre-Alpine events in the Western Carpathians realm. Abstracts, Geologica Carpathica*, 44, 4, 260.
- Janák, M., Pitoňák, P. & Spišiak, J., 1994: High-pressure amphibolites and the origin of tonalitic-trondhjemitic melts in the shear zone, Variscan basement of the Western Carpathians. *IMA 16 th general meeting, Pisa, Abstracts*, 185.
- Janák, M., Pitoňák, P., Spišiak, J., Petrík, I. & O'Brien, P. J., 1995: Trondhjemitic-tonalitic melts in the Western Carpathians basement: implications for partial melting of amphibolite and differentiation of the lower crust. *Terra Nova abstr. Suppl.*, 1, 7.
- Janák, M., O'Brien, P. J., Hurai, V. & Reutel, Ch., 1996: Metamorphic evolution and fluid composition of garnet-clinopyroxene amphibolites from the Tatra Mountains, Western Carpathians. *Lithos*, 39, 57–79.
- Janák, M. & Lupták, B., 1997: Pressure-temperature conditions of high grade metamorphism and migmatitization in the Malá Fatra crystalline complex, the Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 48, 5, 287–302.
- Janák, M., Hovorka, D., Hurai, V., Lupták, B., Méres, Š., Pitoňák, P. & Spišiak, J., 1997: High-pressure relics in the metabasites of the Western Carpathians pre-Alpine basement. In: *Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (Eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, 301–308.*
- Kamenický, L., 1963 in Fusán, O. et al., 1963: Vysvetlivky ku geologickej mape ČSSR, 1:200 000 – list Vysoké Tatry. *GÚDŠ, Bratislava.*
- Mahel, M., Kamenický, J., Fusán, O. & Matějka, A., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl 2. Západ. Karpaty, Sv. 1, Praha, Academia, 1–495.
- Ménnot, R. P. & Paquette, J. L., 1993: Geodynamic significance of basic and bimodal magmatism in the External Domain. In: *J. F. von Raumer & F. Neubauer (Eds.): Pre-Mesozoic geology in the Alps. Springer-Verlag, 241–254.*
- Pin, C. & Marini, F., 1993: Early Ordovician continental break-up in Variscan Europe – Nd-Sr isotope and trace element evidence from bimodal igneous associations of the southern Massif Central, France. *Lithos*, 29, 3–4, 177–196.
- Jacko, S., Polák, M., Vozár, J., Vozárová, A., Gross, P., Harčár, J., Sasvári, T., Zacharov, M., Baláz, B., Kaličiak, M., Karoli, S., Nagy, A., Buček, S., Maglay, J., Spišák, Z., Žec, B., Filo, I. & Janočko, J., 1996: Geologická mapa Braniska a Čiernej hory, M = 1 : 50 000. (Polák, M. a Jacko, S. edit.), *Geol. služba SR, Bratislava.*
- Leake, B. E., Wolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kirch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Youzhi, G., 1997: Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Min. Mag. (London)*, 61, 295–321.
- Polák, M., Jacko, S., Vozár, J., Vozárová, A., Gross, P., Harčár, J., Zacharov, M., Baláz, B., Liščák, P., Malík, P., Zakovič, M., Karoli, S. & Kaličiak, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Braniska a Čiernej hory, M = 1 : 50 000. Vyd. D. Šúra, Bratislava. *Geol. služba SR, 1–201.*
- Putiš, M., Filová, I., Korikovský, S. P., Kotov, A. B. & Madarás, J., 1997: Layered metaigneous complex of the Veporic basement with features of the Variscan and Alpine thrust tectonics (the Western Carpathians). In: *Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (Eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr. Bratislava, 175–196.*
- Rösing, F., 1947: Die geologische Verhältnisse des Branisko- Gebirges und Čierna Hora (Karpaten). *Z. Deutsch. geol. Gesell.*, 99, 8–39
- Santalier, D., Briand, B., Ménot, R. P. & Piboule, M., 1988: Les complexes leptyno-amfibolitiques (C. L. A.): revue critique et suggestions pour un meilleur emploi ce terme. *Bul. Soc. géol. France*, 8, 3–12.
- Spišiak, J., Pitoňák, P. & Petro, M., 1988: Metaultramafity z oblasti Jasenie – Kyslá. *Mineralia Slov.*, 20, 143–148.
- Spišiak, J. & Pitoňák, P., 1990: The Nízke Tatry Mts. crystalline complex – new facts and interpretation (Western Carpathians, Czechoslovakia). *Geol. Zbor Geol. carpath.*, 41, 4, 377–392.
- Spišiak, J. & Pitoňák, P., 1992: Banded amphibolic rocks – pre-Variscan basement of the Western Carpathians? *Terra Nova abstr. Suppl.*, 2, 147, 63.
- Vozárová, A., 1993: Pressure-temperature conditions of metamorphism in the northern part of the Branisko crystalline complex. *Geologica Carpathica*, 44, 219–232.
- Vozárová, A. & Faryad, S. W., 1997: Petrology of Branisko crystalline rock complex. In: *Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (Eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, 343–350.*

Garnet-pyroxene metabasites and antigorite serpentinites – evidence of the leptyno-amphibolite complex in the Branisko Mts. (Tatric Unit, central Western Carpathians)

Pre-Carboniferous complexes in the Branisko Mts. are built up by various types of gneisses, migmatites and amphibolites. Garnet-biotite gneisses, garnet-sillimanite-biotite gneisses and granulitic gneisses with disthene together with amphibolites (locally with garnet and biotite), migmatites with relic granulitic metamorphic rocks, granodiorites (amphibole-biotitic and biotitic) and aplitic granites are presented in newly published geological map (Jacko et al., 1997). Pre-Carboniferous rocks in the Branisko Mts. experienced multi-stage Variscan metamorphic evolution. Peak metamorphic conditions for gneisses were estimated as 675–770 °C and 630–870 MPa (Vozárová, 1993; Faryad, 1996; Vozárová and Faryad, 1997) and seem to be highest in the Tatric Unit metamorphic complexes.

Garnet-pyroxene basic rocks and antigorite serpentinites are newly found rock types in the Branisko Mts. They form loaf-shaped enclaves up to first meters in dimension located in banded coarse-grained partly migmatitized amphibolites. Enclaves and their clasts in debris occur in small valleys of northern tributaries of the Svinka brook and also on the eastern dump pit of the constructed highway tunnel (Fig. 1).

Massive pale-green to green garnet-pyroxene basic rocks are mainly composed of garnet (up to 60 %), clinopyroxene, amphibole and plagioclase with less amount of biotite, rutile and other Ti-minerals and sulphides. Round-shaped garnet grains (up to 5 mm in size) display retrograde zoning and their composition is Alm_{50–56} Gross_{23–28} Prp_{15–25} Spess₁ (Tab. 2). Clinopyroxene (diopside; Tab. 1) forms symplectitic inter-

growths with albitic plagioclase and amphibole (Figs. 2, 3). Amphibole in garnet rims varies in color and composition (Tab. 4) as a result of the retrogression. Rutile is concentrically rimmed by ilmenite and titanite. Garnet-pyroxene basic rocks we interpret as retrogressed eclogites.

Antigorite serpentinites represent strongly altered peridotites (Fig. 4). They sporadically contain relics of magmatic clinopyroxenes and max. 2 mm large tremolitic amphibole porphyroblasts. Rare indices of cumulative texture have been found. Antigorite serpentinites are accompanied by talc and

actinolite schists being formed as components of black-wall metamorphic zone rimming ultramafic bodies.

Enclaves of garnet-pyroxene rocks and metamorphosed peridotites have been also found in other mountains of the Western Carpathians building up Tatric, Veporic and Gemeric Units (Hovorka et al., 1997 and references herein) and they are supposed to be components of leptyno-amphibolite complex of lower crustal origin. Occurrence of both above mentioned rock types in the Branisko Mts. indicates the presence of the leptyno-amphibolite complex also in this part of Tatric Unit.

Fugacita kyslíka v petrogenéze magmatických xenolitov

MONIKA HURAIOVÁ

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

(Doručené 19. 10. 1998, revidovaná verzia doručená 24. 3. 1999)

Oxygen fugacity in petrogenesis of magmatic xenoliths

Methods of oxygen fugacity determinations based on mineral and fluid equilibria are discussed, with particular emphasis to crustal and mantle xenoliths in Pliocene-Pleistocene alkali basalts of Southern Slovakia. The methods comprise equilibria among ol-opx-sp in spinel lherzolites and opx-ilmen-silicate melt in tonalite xenoliths. Additional recalculations of the oxygen fugacity are possible from the polycomponent C-O-H-S fluid inclusions. Combination of several methods permits recalculations of P-T-fO₂ conditions in upper mantle, as well as in the magmatic reservoirs emplaced along mantle-crust boundary.

Key words: igneous rocks, oxygen, fugacity buffers

Úvod

Kyslík je najrozšírenejším prvkom v zemskej kôre a jeho fugacita je jednou z najdôležitejších termodynamických veličín zložitých geologických procesov. Fugacita kyslíka (fO₂) napríklad ovplyvňuje parciálne tavenie peridotitového pláštia, kryštalizáciu bazaltovej taveniny, priebeh oxidačnoredukčných reakcií pri vzniku minerálov, zloženie fluíd i stabilitu grafitu a sulfidov.

Termín fugacita do fyzikálnej chémie ako prvý zaviedol Lewis roku 1909 (in Kellö a Tkáč, 1969) na vyjadrenie idealizovaného parciálneho tlaku plynnej zložky v zmesi plynov, ktoré sa správajú neideálne. O uvedenie koncepcie fugacity kyslíka do petrológie a o prvé experimenty s kontrolovanou fugacitou kyslíka sa zaslúžil Hans Eugster, ktorý zistil vplyv oxidačného potenciálu kyslíka na priebeh reakcií vedúcich k vzniku istých minerálnych asociácií (Eugster, 1957). Eugster (l. c.) označil oxidačný potenciál kyslíka najprv ako parciálny tlak kyslíka P(O₂), ktorý sa neskôr zmenil na fugacitu kyslíka (Eugster a Wones, 1962). Príčinou tejto zmeny bolo hlavne to, že sa voľný kyslík pri geologických procesoch vyskytuje iba vo veľmi malom množstve. Napríklad fO₂ FMQ bufru pri teplote 500 °C je 10⁻²² bar, čo zodpovedá účinku 1 molekuly kyslíka v 1 m³ priestoru. V mnohých prípadoch však pri vzniku minerálov nemusí byť nijaká fluidná fáza. V takýchto kondenzovaných systémoch potom vyjadrenie parciálneho tlaku kyslíka stráca fyzikálne opodstatnenie. Preto sa spravidla na opis geologických procesov spätých so zmenou oxidačného stavu aj bez fluidnej fázy používa termín fugacita kyslíka, ktorý je funkciou chemického potenciálu študovaného systému.

Chemický potenciál μ_i^* neideálneho čistého fluida i (v tomto prípade kyslíka) pri tlaku P a teplote T je potom definovaný vzťahom (Chatterjee, 1991)

$$\mu_i^* = G_{f, T, i}^{\circ} + RT \ln \frac{f_i}{f_i^{\circ}} \quad (1)$$

kde f_i° je štandardný stav fugacity čistého fluida i pri ľubovoľnej teplote T , f_i fugacita čistého fluida pri akýchkoľvek PT podmienkach a $G_{f, T, i}^{\circ}$ molárna Gibbsova energia vzniku fluida i pri tlaku 1 bar a teplote T . Zavedením veličiny f_i^* pre f_i/f_i° sa vzťah (1) zjednodušuje na

$$\mu_i^* = G_{f, T, i}^{\circ} + RT \ln f_i^* \quad (2)$$

Veličina f_i^* je bezrozmerná a numericky sa rovná hodnote f_i v baroch. Veličina f_i^* sa v literatúre niekedy označuje ako aktivita a_i^* . Aktivita čistého neideálneho fluida pri ľubovoľných PT podmienkach sa teda rovná pomeru fugacity čistého fluida i k fugacite v štandardnom stave. Keďže sa za štandardný stav volí plyn s tlakom 1 bar, fugacita čistého neideálneho fluida, f_i , pri ľubovoľných PT podmienkach sa potom rovná jeho aktivite a_i .

Odlišnosť správania sa neideálneho plynu od ideálneho vystihuje fugacitný koeficient čistého fluida i , ϕ_i definovaný ako

$$\phi_i = f_i / P \quad (3)$$

Keďže veličina f_i a P majú jednotky vyjadrené v baroch, veličina ϕ_i je bezrozmerná a rovnako ako fugacita závisí od teploty a tlaku. Reálne plyny sa správajú ideálne, ak $P \rightarrow 0$. Pri splnení tejto podmienky sa dá napísať, že

$$\lim_{P \rightarrow 0} \frac{f_i}{P} = \lim_{P \rightarrow 0} \phi_i = 1 \quad (4)$$

Zo vzťahu (4) vyplýva, že sa f_i blíži tlaku P , ak sa tlak P blíži nule. Posledný vzťah dopĺňa celú definíciu fugacity neideálneho čistého fluida i pri tlaku P a teplote T .

V praxi sa však možno oveľa častejšie stretnúť so zmesou fluíd ako s čistou fluidnou zložkou i vstupujúcou do geologických procesov. Chemický potenciál μ_i takejto neideálnej zmesi fluíd zloženej z neideálnych fluidných zložiek sa dá vyjadriť vzťahom

$$\begin{aligned}\mu_i &= G_{f,T,i}^\circ + RT \ln \frac{f_i}{f_i^\circ} + RT \ln X_i + RT \ln \gamma_i \\ &= G_{f,T,i}^\circ + RT \ln \frac{f_i}{f_i^\circ} + RT \ln a_i\end{aligned}\quad (5)$$

kde γ_i je aktivný koeficient zložky i a celý člen $RT \ln \gamma_i$ vyjadruje neideálne miešanie.

Zmena energetickej hladiny z $G_{f,T,i}^\circ$ na μ_i vo vzťahu (5) je dvojfázový proces. V prvom kroku vzťah $RT \ln(f_i/f_i^\circ)$ vystihuje zmenu energie spôsobenú zmenou tlaku z P na P° v baroch, kým druhý vzťah, $RT \ln a_i$, vyjadruje zmenu koncentrácie čistej zložky i ($X_i = 1$) na X_i . Aby sa dali v jednom vzťahu, ktorý vyjadruje fugacitu fluidnej zložky i vo fluidnej zmesi, skombinovať obidve energetické zmeny, zavádza sa do vzťahu (5) veličina f_i'' . Chemický potenciál i -tej zložky v akomkoľvek neideálnom roztoku v súvislosti s fugacitou zložky i vo fluidnej zmesi, f_i'' , sa potom vyjadruje ako

$$\mu_i = G_{f,T,i}^\circ + RT \ln \frac{f_i''}{f_i^\circ} \quad (6)$$

Rovnako ako fugacita čistej zložky i sa aj fugacita fluidnej zložky i v zmesi f_i'' vyjadruje v baroch. Definovaním bezrozmernej veličiny $f_i^\nabla \equiv f_i''/f_i^\circ$ sa vzťah (6) zjednodušuje na tvar

$$\mu_i = G_{f,T,i}^\circ + RT \ln f_i^\nabla \quad (7)$$

Kombináciou vzťahov (5), (6), (7) a (2) sa dá odvodiť, že

$$f_i'' = f_i a_i \quad (8)$$

$$f_i^\nabla = f_i^* a_i \quad (9)$$

Aktivita fluidnej zložky i v zmesi pri tlaku P , teplote T a koncentrácii X_i sa zo vzťahu (8) a (9) definuje ako

$$a_i \equiv f_i''/f_i = f_i^\nabla/f_i^* \quad (10)$$

Aktivita fluidnej zložky i v zmesi je pomer fugacity zložky i v zmesi k fugacite čistého fluida pri tlaku P a teplote T .

Fugacitný koeficient zložky i v zmesi, ϕ_i'' v závislosti od teploty, tlaku a koncentrácie zložky X_i sa definuje ako

$$\frac{f_i''}{p_i} = \phi_i \gamma_i \equiv \phi_i'' \quad (11)$$

$$\frac{f_i''}{P_i} \equiv \phi_i'' \quad \text{alebo} \quad (12)$$

kde p_i je parciálny tlak zložky i a P celkový tlak. Keďže všetky plynné zmesi sa stávajú ideálnymi, ak $P \rightarrow 0$, potom platí

$$\lim_{P \rightarrow 0} \frac{f_i''}{P_i} = \lim_{P \rightarrow 0} \phi_i'' = 1 \quad (13)$$

Tento posledný vzťah dopĺňa celkovú definíciu f_i'' uvedenú vo vzťahu (6).

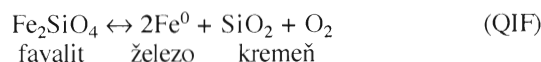
Experimentálne bufre

Eugster (1957) definoval aj experimentálny bufer fugacity kyslíka v geológii a použil ho pri petrologických experimentoch. Pri pokusoch syntetizovať Fe biotit (annit) zistil, že tradičné hydrotermálne pokusy vždy vedú k vzniku

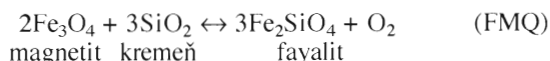
viac oxidovanej asociácie magnetit a sanidín. Tento problém eliminoval tak, že kapsulu s reaktantmi obklopil asociáciou schopnou fixovať potenciál kyslíka pri nízkych hodnotách, vhodných na syntézu annitu. Takéto rovnovážne reakcie kontrolujúce tlak kyslíka potom nazval kyslíkovými bufami.

Kyslíkové bufre sú experimentálne rovnovážne reakcie produkujúce zmenu oxidačného stavu za súčasného vzniku istého počtu molekúl kyslíka. Vo väčšine týchto oxidačnoredukčných reakcií vystupujú reaktanty aj produkty ako koncové členy minerálov reagujúcich s čistým fluidom, v tomto prípade s kyslíkom. Hmotnostná rovnováha takejto reakcie sa volí tak, aby vznikol iba 1 mól kyslíka.

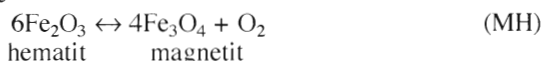
Najlepšie sa dá praktický význam fugacity kyslíka a experimentálnych bufrov ilustrovať na štvrtom najrozšírenejšom prvku v zemskej kôre – Fe, ktoré môže byť v troch oxidačných stavoch, a to Fe^{3+} , Fe^{2+} a Fe^0 . Pri nízkej fugacite kyslíka – ako napríklad v zemskom jadre a v meteoritoch – je Fe vo forme kovu Fe^0 . Pri vyšších hodnotách f_{O_2} a v silikátových systémoch vystupuje ako dvojmocný kation Fe^{2+} , ktorý sa vyskytuje prevažne v silikátoch. Reakcia, ktorá vystihuje zmenu tohto oxidačného stavu, sa dá napísať (Frost, 1991)



Pri vyššej fugacite kyslíka je Fe prítomné vo forme dvojmocného Fe^{2+} aj trojmocného kationu Fe^{3+} a obsadzuje sa prevažne do magnetitu



Pri veľmi vysokých hodnotách f_{O_2} vystupuje Fe iba vo forme trojmocného kationu Fe^{3+} a nachádza sa v hematite. Vznik magnetitu z hematitu prebieha podľa reakcie



Pre systém Fe-Si-O sú reakcie QFM a QIF vrchným a spodným limitom fugacity kyslíka potrebnej na stabilitu fayalitu a reakcia HM je vrchným limitom pre stabilitu magnetitu. Prehľad ďalších dôležitých fugacitných bufrov je v tab. 1.

Výpočet fugacity kyslíka podľa akéhokoľvek fugacitného bufra kyslíka vychádza z rovnováhy reakcie definovanej napríklad ako

Tab. 1
Fugacitné bufre
Fugacity buffers

$2\text{Fe}_3\text{O}_4 (\text{Mt}) + 3\text{SiO}_2 (\text{Q}) \leftrightarrow 3\text{Fe}_2\text{SiO}_4 (\text{Fa}) + \text{O}_2$	(FMQ)
$\text{Fe}_2\text{SiO}_4 (\text{Fa}) \leftrightarrow 2\text{Fe}^0 + \text{SiO}_2 (\text{Q}) + \text{O}_2$	(QIF)
$6\text{Fe}_2\text{O}_3 (\text{Hm}) \leftrightarrow 4\text{Fe}_3\text{O}_4 (\text{Mt}) + \text{O}_2$	(HM)
$2\text{Fe}_2\text{O}_3 (\text{W}) \leftrightarrow 2\text{x Fe} (\text{I}) + \text{O}_2$	(IW)
$2\text{x}/(4\text{x}-3) \text{Fe}_3\text{O}_4 (\text{Mt}) \leftrightarrow 6/(4\text{x}-3) \text{Fe}_2\text{O}_3 (\text{W}) + \text{O}_2$	(WM)
$0.5 \text{Fe}_3\text{O}_4 (\text{Mt}) \leftrightarrow 1.5 \text{Fe} (\text{I}) + \text{O}_2$	(IM)
$2 \text{CoO} \leftrightarrow 2 \text{Co} + \text{O}_2$	(CCO)
$2 \text{NiO} \leftrightarrow 2 \text{Ni} + \text{O}_2$	(NNO)

$$bB = cC + dD + \nu O_2 \quad (14)$$

kde sa reaktant – b mólov pevnej fázy B rozkladá za vzniku reakčných produktov, c a d mólov pevných fáz C a D a ν mólov O_2 .

Všeobecná rovnica rovnováhy takejto redoxnej reakcie sa vyjadruje ako (Chatterjee, 1991)

$$\Delta G(T, P) = 0 = \Delta G^0_T + \int_1^P \Delta V_{T,s}(P) dP + RT \ln K \quad (15)$$

kde $\Delta G(T, P)$ je zmena Gibbsovej energie reakcie pri teplote T a tlaku P , objemový integrál predstavuje zmenu objemu pevných fáz reakcie v závislosti od teploty a tlaku, R je plynová konštanta, T teplota v kelvinoch a K rovnovážna konštanta reakcie.

Zmena štandardnej Gibbsovej energie reakcie ΔG^0_T pri teplote T sa môže vyjadriť ako

$$\Delta G^0_T = \Delta H^0_T - T \Delta S^0_T \quad (16)$$

kde ΔH^0_T a ΔS^0_T sú rozdiely štandardnej entalpie a entropie vzniku produktov a reaktantov pri teplote T vychádzajúce z hmotnostnej rovnováhy reakcie (14). Rozdiely štandardnej entalpie a entropie pri teplote T sa počítajú podľa vzťahov

$$\Delta H^0_T = \Delta H^0_{298} + \int_{298}^T \Delta C_p(T) dT \quad (17)$$

$$\Delta S^0_T = \Delta S^0_{298} + \int_{298}^T \left[\frac{\Delta C_p(T)}{T} \right] dT \quad (18)$$

kde H^0_{298} , S^0_{298} sú tabelované hodnoty entropie a entalpie pri teplote 298,15 K a tlaku 1 bar a ΔC_p je izobarická zmena tepelnej kapacity reakcie.

Rovnovážna konštanta reakcie (14) má tvar

$$K = \frac{a_C^c a_D^d (f^*O_2)^\nu}{a_B^b} \quad (19)$$

Kedže aktivita čistých koncových členov minerálov sa rovná jednej a hmotnostná rovnováha reakcie sa z praktických dôvodov volí tak, aby sa uvoľnil len 1 mól kyslíka, vzťah (19) sa zjednodušuje na

$$K = f^*O_2 \quad (20)$$

Po dosadení vzťahu (20) do (15) a jeho úpravou pre $\log f^*O_2$ dostaneme

$$\log f^*O_2 = \frac{1}{2,3026 \cdot R \cdot T} \left(-\Delta G^0_T - \int_1^P \Delta V_{T,s}(P) dP \right) \quad (21)$$

Ak sú známe konzistentné termodynamické údaje, zo vzťahu (21) možno vypočítať fugacitu kyslíka pri ľubovoľnej teplote a tlaku. Vypočítaná hodnota f^*O_2 sa číselne rovná fO_2 , lebo fugacita kyslíka v štandardnom stave sa rovná jednej.

Hodnoty fugacity kyslíka pri konštantnom tlaku vynešené do grafu v závislosti od teploty reprezentujú fugacitný bufer danej reakcie a vymedzujú polia stability reaktantov a produktov. Fugacita kyslíka sa z praktických príčin vynáša do grafov ako $\log fO_2$. Všeobecne platí, že s rastúcou teplotou rastie fO_2 . Sklon všetkých bufrov je približne rovnaký, lebo zmena entalpie pri oxidácii je približne rovnaká pri všetkých reakciách. Keďže sa fugacita kyslíka s teplotou značne mení a rozsah fO_2 medzi jednotlivými buframi je malý, hodnoty fO_2 sa normalizujú na vybraný bufer. Normalizácia umožňuje znázorniť zmeny fO_2 v detailnejšej škále $\log fO_2$ a eliminuje teplotný vplyv na priebeh bufrov. Bežne sa používa normalizácia na FMQ, WM, NNO a HM bufer. Normalizované hodnoty $\log fO_2$ na QFM bufer sa označujú ako $\Delta \log fO_2$.

Iný postup výpočtu fugacity kyslíka fugacitného bufra vychádza z tzv. reverzných dát entalpie ($\Delta H^0_{T,s}$), entropie ($\Delta S^0_{T,s}$) a z objemovej zmeny pevných fáz reakcie v štandardných podmienkach ($\Delta V^0_{298,s}$). Postup vychádza z predpokladu, že nie je známa tepelná kapacita reaktantov a produktov. Výpočet sa vyjadruje jednoduchou empirickou rovnicou (Frost, 1991)

$$\log fO_2 = - \left[\frac{\Delta H^0_{T,s}}{2,3026 \cdot R} \right] \cdot \frac{1}{T} + \left[\frac{\Delta S^0_{T,s}}{2,3026 \cdot R} \right] + \left[\frac{-\Delta V^0_{298,s}}{2,3026 \cdot R} \right] \cdot \frac{(P-1)}{T} \quad (22)$$

kde členy v zátvorkách reprezentujú konštanty nezávislé od teploty a tlaku, a preto sa celá rovnica dá napísať v tvare

$$\log fO_2 = A/T + B + C(P-1)/T \quad (23)$$

Do rovnice (23) sa teplota dosadzuje v kelvinoch a tlak v baroch. Konštanty sú v tab. 2.

Príklady výpočtu fugacity kyslíka FMβQ bufra pomocou obidvoch metód a porovnanie výsledkov je v tab. 3. Na výpočet fugacity kyslíka sa v predposlednom stĺpci

Tab. 2

Konštanty na výpočet fugacity kyslíka podľa rovnice (22) (Frost, 1991)
Constants for calculation of oxygen fugacity according to the reaction 22

Bufer	A (K)	B bezrozmerné	C (K/bar)	Teplotný rozsah (°C)
αQIF	-29 435,7	7,391	0,044	150–573
βQIF	-29 520,8	7,492	0,050	573–1200
IW	-27 489,0	6,702	0,055	565–1200
WM	-32 807,0	13,012	0,083	565–1200
IM	-28 690,6	8,13	0,056	300–565
CCO	-24 332,6	7,295	0,052	600–1200
FMαQ	-26 455,3	10,344	0,092	400–573
FMβQ	-25 096,3	8,735	0,110	573–1200
NNO	-24 930,0	9,36	0,046	600–1200
MH	-25 497,5	14,330	0,019	300–573
MH	-26 452,6	15,455	0,019	573–682
MH	-25 700,6	14,558	0,019	682–1100

Tab. 3
Výpočet fugacity experimentálneho bufra FM β Q
Oxygen fugacity calculations for the FM β Q buffer

Teplota (K)	ΔG^0_T FMβQ (J)	$\Delta V_{P,T}$ (J/bar)	log f_{O_2} (bar)	
			Holland-Powell (1990)	Frost (1991)
P=1000 bar				
873	332 511	-2,08687	-19,90	-19,89
973	316 246	-2,08379	-16,98	-16,94
1073	300 127	-2,08072	-14,61	-14,55
1173	284 099	-2,07758	-12,65	-12,57
1273	268 102	-2,07446	-11,00	-10,89
1373	252 151	-2,07128	-9,59	-9,46
P=5000 bar				
873	324 460	-1,96339	-19,41	-19,38
973	307 929	-2,06762	-16,53	-16,49
1073	291 838	-2,06429	-14,21	-14,14
1173	275 815	-2,06096	-12,28	-12,19
1273	259 846	-2,05760	-10,66	-10,55
1373	243 903	-2,05417	-9,28	-9,14

použila databáza Hollanda a Powella (1990) revidovaná roku 1997, v ktorej sa závislosť izobarickej tepelnej kapacity od teploty vyjadruje polynómom

$$C_p = a + bT + cT^{-2} + dT^2 + eT^{-1/2} + fT^{-1} + gT^{-3} \quad (24)$$

kde a, b, c, d, e, f a g sú konštanty.

Zmena štandardnej Gibbsovej energie reakcie bola odvodená z hmotnostnej rovnováhy reakcie. Molárny objem pevnej fázy sa vypočítal z Murnaghanovej rovnice (napr. Fabrichnaya, 1995), ktorá vyjadruje zmenu objemu v závislosti od tlaku a teploty. Celková zmena objemu pevných fáz sa potom odvodila z hmotnostnej rovnováhy reakcie. V databáze Hollanda a Powella (1990) je aj λ typ fázového prechodu niektorých minerálov (napr. kremeňa, hematitu, ferosilitu atď.), ktorý je opísaný Landauovým modelom založeným na kritickej teplote fázového prechodu a s ním spätéj maximálnej zmene objemu a entropie.

Fugacita kyslíka v poslednom stĺpci tab. 3 sa vypočítala z reverzných údajov (Frost, 1991) podľa rovnice (22), resp. (23). Takmer rovnaké hodnoty f_{O_2} vypočítané obidvoma metódami ukazujú, že databáza Hollanda a Powella (1990) je vhodná na výpočet rovnováhy tohto typu aj pri magmatických podmienkach, hoci sa primárne konštruovala najmä na metamorfné reakcie prebiehajúce pri teplote <800 °C.

Výpočet fugacity kyslíka zo zloženia fluida

Najvýznamnejšími fluidnými zložkami pri vzniku magmatických hornín sú H₂O, CO₂, CO, H₂, CH₄, H₂S, SO₂ a N₂. Na výpočet fugacity kyslíka možno použiť také plynne zmesi, v ktorých sú prítomné tak oxidované (CO₂, CO, H₂O, SO₂), ako aj redukované (CH₄, H₂, H₂S) zložky. Ak sú plynne zmesi zachytené v mineráloch vo forme fluidných inklúzií, ich hustotu a zloženie treba

kvantifikovať pomocou optickej mikrotermometrie a Ramanovej spektroskopie.

Sú dva spôsoby výpočtu fugacity kyslíka pomocou fluidných inklúzií. Prvým je minimalizácia celkovej voľnej energie, ktorý má niekoľko výhod a všeobecne sa používa. Do výpočtov možno zahrnúť ľubovoľné množstvo zložiek, ak sú známe ich štandardné voľné energie vzniku a f_{O_2} pri známych P T podmienkach. Pri takýchto výpočtoch sa nemusia robiť úvahy o fázových vzťahoch a výstupom sú molárne zlomky zložiek zúčastňujúcich sa na tvorbe fluida. Nevýhodou je, že sa iba ťažko dajú vizualizovať reakcie, ktoré sú východiskom výpočtov. Výpočet je matematicky náročný a môže ho urobiť iba výkonný počítač.

Metóda rovnovážnych konštánt je druhým spôsobom rovnovážnych výpočtov. Vyžaduje dostatok reakcií vyjadrujúcich hmotnostné rovnováhy v študovanom systéme. Jej výhodou je, že dostatočným množstvom reakcií možno priamo kontrolovať rovnováhu v systéme. Hlavnou nevýhodou je množstvo algebraických výrazov, ktoré sa pri zavádzaní nového fluidného komponentu do systému musia uplatniť. Metóda rovnovážnych konštánt sa využíva hlavne pri výpočtoch v C-O a C-O-H, ale dá sa podľa nej postupovať aj pri výpočtoch v C-O-H-S systéme, ak je známa fugacita síry f_{S_2} , napríklad z rovnováhy pyrit - pyrotín alebo zo zloženia pyrotínu. Na výpočet v multi-komponentovom systéme C-O-H-S-N sa odporúča použiť metódu minimalizácie celkovej voľnej energie. Metodiku výpočtu obsahu kyslíka v polykomponentových plyných systémoch rozpracoval najmä Holloway a Reese (1974), Ohmoto a Kerrick (1977) a Holloway (1987).

V podmienkach vrchného plášťa je fugacita kyslíka kontrolovaná reakciou



Ak je v inklúzii stanovený pomer CO₂/CO pomocou Ramanovej mikroanalýzy, fugacitu kyslíka možno vypočítať z rovnovážnej konštanty reakcie (25), ktorá sa dá vyjadriť ako

$$K = \frac{f''_{CO_2}}{f''_{CO} \sqrt{f''_{O_2}}} \quad (26)$$

Definovaním koeficienta fugacity pre plynne zložky v zmesi, ϕ''_i , zo vzťahu (11) a jeho aplikáciou v rovnici (26) dostaneme

$$K = \frac{\phi''_{CO_2} * X_{CO_2}}{\phi''_{CO} * X_{CO} * \sqrt{\phi''_{O_2}}} \quad (27)$$

kde X_i je molárny zlomok plynnej zložky i v zmesi. Úpravou rovnice (27) vznikne výsledný tvar

$$\frac{X_{CO_2}}{X_{CO}} = K * \frac{\phi_{CO}}{\phi_{CO_2}} * \sqrt{f''_{O_2}} \quad (28)$$

Rovnovážna konštanta reakcie (25) závisí od teploty (Ohmoto a Kerrick, 1977)

$$\log K = \frac{14751}{T} - 4,535 \quad (29)$$

Tab. 4

Výpočet fugacity kyslíka z dvojfázovej CO₂-CO fluidnej inklúzie s hustotou 0,894 g/cm³ v syenitovom xenolite z alkalického bazaltu lokality Pinciná pri Lučenci
Calculation of oxygen fugacity from a CO₂-CO inclusion with the density of 0.894 g/cm³ trapped in syenite xenolith in alkali basalt at the Pinciná locality near Lučenec

Teplota (°C)	Tlak (bar)	ϕ''_{CO_2}	ϕ''_{CO}	$\log f_{O_2}$ (bar)
500	3068	2,9615	3,5197	-26,07
600	3606	3,5142	3,7527	-21,61
700	4126	4,0260	3,9277	-18,06
800	4631	4,4542	3,9689	-15,15
900	5124	4,8261	4,0347	-12,75

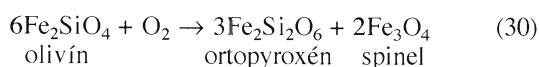
kde T je teplota v kelvinoch. Ak sú známe fugacitné koeficienty ϕ'' obidvoch plyných zložiek v zmesi a zloženie plynnej zmesi, dosadením všetkých parametrov do rovnice (28) sa ľahko vypočíta f''_{O_2} daného zloženia fluida pri zvolených PT podmienkach.

Príkladom výpočtu fugacity v systéme C-O je primárna fluidná inklúzia zo syenitového xenolitu (HP-3) z alkalického bazaltu z lokality Pinciná na južnom Slovensku (Huraiová et al., 1996). Skladá sa z 96,1 mol. % CO₂, 2,5 mol. % CO a 1,4 mol. % N₂. Fugacita kyslíka sa vypočítala z pomeru CO/CO₂ pozdĺž izochory s hustotou 0,894 g/cm³, odvodené z teploty homogenizácie príslušnej inklúzie podľa stavovej rovnice Sternera a Pitzer (1994). Fugacitné koeficienty zložiek plynnej zmesi boli vypočítané zo stavovej rovnice pre štvorkomponentový systém C-O-H-S (Belonoshko et al., 1992). Výsledky sú v tab. 4.

Výpočty založené na fázových minerálnych rovnováhach

Plášťové xenolity

Zo štúdia xenolitov v alkalických bazaltach vyplýva, že najrozšírenejšími horninami vrchného plášťa sú spinelové lherzolity a ich deriváty (wehrlit, harzburgit, websterit), ktoré vznikajú pôsobením metasomatických fluíd alebo odstránením parciálnej taveniny bazaltového zloženia. Rovnováha typickej vrchnoplášťovej minerálnej asociácie, ktorú tvorí olivín, ortopyroxén a spinel, je definovaná rovnicou



Fugacitu kyslíka vychádzajúcu z tejto rovnováhy vyjadruje vzťah (Wood a Virgo, 1989)

$$\log(f_{O_2})_{P,T} = -24222/T + 8,64 - 6\log a_{\text{Fe}_2\text{SiO}_4}^{\text{Ol}} + 3\log a_{\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Opx}} + 2\log a_{\text{Fe}_3\text{O}_4}^{\text{Sp}} + 0,0567P/T \quad (31)$$

Aktivity zložiek (fayalitovej v olivíne $a_{\text{Fe}_2\text{SiO}_4}^{\text{Ol}}$, ferosilitovej v ortopyroxéne $a_{\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Opx}}$ a magnetitovej v spineli $a_{\text{Fe}_3\text{O}_4}^{\text{Sp}}$) pri tlaku 1 bar sa počítajú z mikrosondo-

vých analýz uvedených minerálov podľa vzťahov (Mattlioli a Wood, 1988)

$$a_{\text{Fe}_2\text{SiO}_4}^{\text{Ol}} = X_{\text{Fe}}^2 \exp(1006X_{\text{Mg}}^2/T) \quad (32)$$

$$a_{\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Opx}} = X_{\text{Fe}}^{\text{M1}} * X_{\text{Fe}}^{\text{M2}} \quad (33)$$

$$a_{\text{Fe}_3\text{O}_4}^{\text{Sp}} = -0,0299X_{\text{M1}} + 2,878X_{\text{M2}}^2 + 206,9X_{\text{M1}}^3 - 1463X_{\text{M1}}^4 + 2843X_{\text{M1}}^5 \quad (34)$$

kde X_{Fe} a X_{Mg} vo vzťahu (32) sú molárne zlomky fayalitového (Fe_2SiO_4) a forsteritového komponentu (Mg_2SiO_4) v olivíne. $X_{\text{Fe}}^{\text{M1}}$ a $X_{\text{Fe}}^{\text{M2}}$ v rovnici (33) sú atómové frakcie železa v pozíciách M1 a M2 v ortopyroxéne (Wood a Banno, 1973) a X_{M1} zo vzťahu (34) je molárny zlomok magnetitovej zložky v spineli.

Vzťahy na výpočet aktivity zložiek v mineráloch vychádzajú z definície chemického potenciálu reálneho (neideálneho) tuhého roztoku, ktorá vyjadruje vzťah medzi aktivitou, aktivitným koeficientom a molárnym zlomkom (Chatterjee, 1991)

$$\mu_i - \mu_i^* = RT \ln X_i + RT \ln \chi_i = RT \ln \alpha_i \quad (35)$$

kde μ_i je chemický potenciál zložky i závislý od teploty, tlaku a molárneho zlomku zložky i , X_i , μ_i^* štandardný chemický potenciál zložky i závislý len od teploty a tlaku a χ_i aktivitný koeficient. Molárny zlomok je v tomto prípade iba jedným z mnohých spôsobov vyjadrenia koncentrácie. a_i je aktivita zložky i v danej fáze a X_i molárna frakcia zložky i , pre ktorú platí, že

$$X_i = \frac{n_i}{n} \quad \text{a} \quad \sum_i X_i = 1 \quad (36)$$

kde n je celkový počet mólov a n_i počet mólov zložky i . Aktivita zložky i sa dá vyjadriť aj ako

$$a_i = X_i^* \chi_i \quad (37)$$

Keďže aktivita magnetitovej zložky v spineli najväčšmi závisí od fugacity kyslíka zo všetkých premenných rovnice (31), správnosť výpočtu závisí od presnosti stanovenia obsahu Fe³⁺ v spineli zo sledovanej vrchnoplášťovej asociácie. Na to sa využívajú chemicky príbuzné prírodné spinelové štandardy, v ktorých sa obsah Fe³⁺ určuje pomocou Mössbauerovej spektroskopie. Použitie štandardov na celkovú korekciu mikrosondových analýz neznámych spinelov potom umožňuje využiť elektrónovú mikroanalýzu na presnejšie stanovovanie obsahu Fe³⁺ v spineloch, ktorý vyplýva z ich ideálnej stechiometrie (Wood a Virgo, 1989).

Na výpočet fugacity kyslíka z rovnice (31) treba ešte poznať rovnovážnu teplotu reakcie (30), ktorá sa dá získať z dvojpyroxénovej termometrie podľa Wellsa (1977) alebo Brea a Köhlera (1990). Pri výpočte fugacity kyslíka sa odporúča použiť tlak 15 kbar, aby sa dali výsledky konfrontovať s experimentálnymi prácami, ktoré sú uskutočňované pri tlaku 15 kbar.

Rovnováha medzi ortopyroxénom a ilmenitom

Salické xenolity tonalitovo-trondhemitového zloženia v alkalických bazaltach južného Slovenska tvorí asociácia

Tab. 5

Chemické zloženie fáz z reakcie ilmenit – ortopyroxén – tavenina v tonalite KP-31

Chemical composition of ilmenite-orthopyroxene-melt in the tonalite KP-31

Oxid	tavenina	ortopyroxén hmotnostné %	ilmenit
SiO ₂	72,38	51,36	0,02
TiO ₂	0,87	0,11	50,89
Al ₂ O ₃	12,49	0,62	0,16
Fe ₂ O ₃	0,29	–	5,92
Cr ₂ O ₃	–	–	–
FeO	2,38	32,35	39,60
MnO	0,14	1,04	0,90
MgO	0,63	13,29	2,90
CaO	1,60	1,28	0,08
Na ₂ O	2,71	0,15	–
K ₂ O	2,73	0,01	–
P ₂ O ₅	0,25	–	–
H ₂ O	3,51	–	–
Spolu	100,00	100,21	100,47

kremeň – oligoklas – intersticiálna tavenina ryolitového zloženia, z ktorej kryštalizuje ilmenit a hyperstén (Huraio-vá et al., 1996).

Výpočet fugacity kyslíka z asociácie ortopyroxén – ilmenit vychádza z rovnováhy



v ktorej hematitová zložka v ilmenite reaguje so silikátovou taveninou za vzniku ferosilitovej zložky v ortopyroxéne a jednej molekuly kyslíka. Rovnovážna konštanta reakcie (38) má tvar

$$K = \frac{a^2\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6 \cdot f\text{O}_2}{a^2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot a^4\text{SiO}_2} \quad (39)$$

Kedže v prírodných systémoch sa na rovnovážnych oxidačno-redukčných reakciách nezúčastňujú čisté koncové členy minerálov, je nevyhnutné do výpočtu fugacity kyslíka podľa rovnice (15) a (19) zahrnúť aj aktivity reaktan-

tov a produktov. Po dosadení vzťahu pre rovnovážnu konštantu (39) do rovnice (15) a jej nasledujúcim riešením pre $\log f\text{O}_2$ má výsledná rovnica tvar

$$\log f\text{O}_2 = \frac{-\Delta G_T^\circ + \int_1^P \Delta V_{T,s}(P) dP}{R \cdot T \cdot 2,3026} - \log \frac{a^2\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6}{a^2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot a^4\text{SiO}_2} \quad (40)$$

Na výpočet fugacity kyslíka sa zvolila vzorka tonalitového xenolitu KP-31 v alkalickom bazalte z lokality Pinciná pri Lučenci. Mikrosondové analýzy koexistujúcich fáz sú v tab. 5. Obsah Fe³⁺ v ilmenite sa vypočítal na základe ideálnej stechiometrie a obsah Fe³⁺ v silikátovej tavenine sa stanovil pomocou Mössbauerovej spektroskopie. Obsah vody v tavenine sa získal ako rozdiel sumy analýzy dopočítaný do 100 %.

Aktivity koncových členov minerálov a silikátovej taveniny pri zvolených P T podmienkach boli vypočítané z mikrosondových analýz ortopyroxénu, ilmenitu a silikátovej taveniny podľa príslušných zmiešavacích modelov (Ghiorso, 1990; Sack a Ghiorso, 1989; Ghiorso a Sack, 1995). Zmena štandardnej Gibbsovej energie reakcie (rovnica 38) pri teplote T a tlaku P a objemová zmena pevných fáz v závislosti od teploty a tlaku sa vypočítali z termodynamických údajov revidovanej bázy dát Holland a Powell (1990). Výsledky zhŕňa tab. 6.

Aktivity koncových členov minerálov a silikátovej taveniny v prírodných systémoch značne ovplyvňujú vypočítané hodnoty fugacity kyslíka. Na porovnanie sú v tab. 6 aj hodnoty fugacity kyslíka čistých koncových členov minerálov a taveniny z reakcie (38), keď sa ich aktivita rovná jednej.

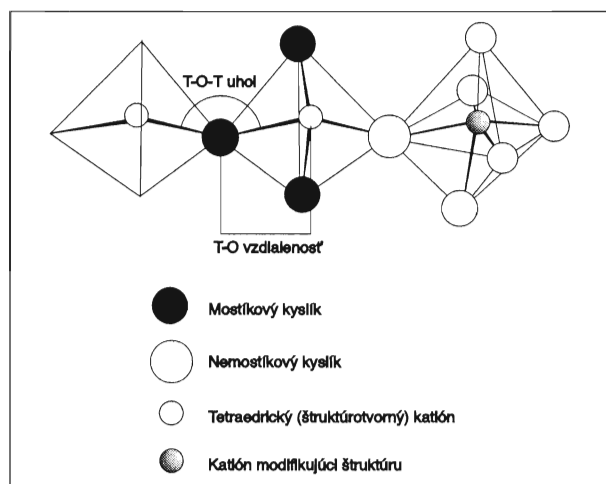
Výpočet fugacity kyslíka z chemického zloženia taveniny

Sú dva modely výpočtu fugacity kyslíka založené na chemickom zložení silikátovej taveniny. Pri oboch musí byť okrem chemického zloženia taveniny známe aj obsah Fe³⁺ a Fe²⁺, ktoré sa stanovujú pomocou Mössbauerovej spektroskopie (obr. 2) alebo klasickou mokrou analýzou.

Tab. 6

Výpočet fugacity kyslíka z reakcie ortopyroxén – ilmenit – tavenina pre tonalitový xenolit KP-31 v alkalickom bazalte z lokality Pinciná pri Lučenci
Calculation of oxygen fugacity from the reaction orthopyroxene-ilmenite-melt for tonalite xenolith KP-31 in alkali basalt from the Pinciná locality near Lučenec

Teplota (K)	ΔG_T° (J)	$\Delta V(P, T)$ (J/bar)	$\log f\text{O}_2$ a=1	$a\text{SiO}_2$	$a\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$	$a\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\log f\text{O}_2$ a<1
P=1000 bar							
873	310 895	-2,14	-18,60	0,613643	0,455010	0,0563045	-21,26
973	290 847	-2,11	-15,61	0,613132	0,441036	0,0390974	-18,57
1073	271 269	-2,07	-13,21	0,612715	0,430675	0,0285193	-16,42
1173	251 630	-2,04	-11,21	0,61237	0,422458	0,0215552	-14,64
1273	231 913	-2,00	-9,52	0,61208	0,415657	0,0167279	-13,16
P=5000 bar							
873	302 733	-1,99	-18,11	0,613643	0,454683	0,0563045	-20,78
973	282 437	-2,10	-15,16	0,613132	0,440756	0,0390974	-18,12
1073	263 001	-2,06	-12,80	0,612715	0,430505	0,0285193	-16,01
1173	243 500	-2,03	-10,84	0,61237	0,422406	0,0215552	-14,28
1273	223 923	-1,99	-9,19	0,61208	0,41571	0,0167279	-12,85



Obr. 1. Schematický náčrt štruktúry silikátovej taveniny (Mysen, 1991).

Fig. 1. Schematic outline of silicate melt structure (Mysen, 1991).

Model založený na štruktúrochemických vlastnostiach (Mysen a Virgo, 1989; Mysen, 1991) vychádza z rozdelenia katiónov na tzv. štruktúrotvorné (*network formers*) a na štruktúru modifikujúce (*network modifiers*) katióny.

Štruktúrotvorné katióny obsadzujú centrálné pozície v tetraédroch, ktoré sú navzájom pospájané tzv. mostíkovými kyslíkmi (*bridging oxygens*), čím vznikajú komplexnejšie atómové jednotky. Katióny modifikujúce štruktúru obsadzujú centrálnu pozíciu v netetraedrických kyslíkových polyédroch (obr. 1). Kyslíky na rohoch týchto polyédrov sú rozdelené medzi susedný tetraéder a kyslíkový atóm ďalšieho polyédra. Takéto kyslíky sa volajú nemostíkové (*nonbridging oxygens*). Pomer nepremostujúcich kyslíkov k tetraedricky koordinovaným katiónom NBO/T (*nonbridging oxygen/tetrahedrally coordinated cations*) vyjadruje stupeň polymerizácie silikátovej taveniny. Hodnota NBO/T kolíše od 0 pre úplne polymerizované taveniny (tektonosilikátové taveniny) po hodnotu 4 pre taveniny bez mostíkových kyslíkov (ortosilikátové taveniny). Hodnota NBO/T kolíše vo väčšine magmatických tavenín v rozmedzí 0–1 a rastie so stupňom bazicity magmy.

Široká škála spektroskopických pozorovaní prírodných a syntetických tavenín (Mysen, 1991) ukázala, že katión Fe^{2+} obsadzuje pozíciu štruktúrotvorného katiónu, na rozdiel od katiónu Fe^{3+} , ktorý môže obsadzovať pozíciu štruktúrotvorného katiónu v tetraedrickej koordinácii, ako aj pozíciu katiónu modifikujúceho štruktúru. Známe je aj to, že Fe^{3+} obsadzuje obidve pozície iba v úzkom intervale hodnôt $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ 0,5–0,3. Ak katión Fe^{3+} obsadzuje iba pozíciu štruktúrotvorného katiónu v oxidovaných taveninách, jeho nábojovú bilanciáciu vyrovnávajú alkalické kovy alebo alkalické zeminy.

Z experimentálnych údajov tavenín obsahujúcich Fe v systéme $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{Fe}-\text{O}$, $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{Fe}-\text{O}$ a $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{Fe}-\text{O}$ sa ďalej zistila pozitívna lineárna korelácia medzi pomerom $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ a $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Si})$ v silikátovej tavenine a medzi $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ a NBO/T, keď voľná

Tab. 7
Regresné koeficienty rovnice (41)
Regression coefficients for the equation (41)

	Regresný koeficient	Štandardná odchýlka
a	15,437	0,786
b	-2,848	0,138
c	-0,3484	0,0120
d	-2,121	1,055
e	-1,309	0,469
$f(\text{NBO/T})^{\text{Mg}}$	0,6662	0,0966
$f(\text{NBO/T})^{\text{Ca}}$	-0,5255	0,1084
$f(\text{NBO/T})^{\text{Na}}$	-1,125	0,1790
$f(\text{NBO/T})^{\text{Fe}^{2+}}$	-3,215	0,538

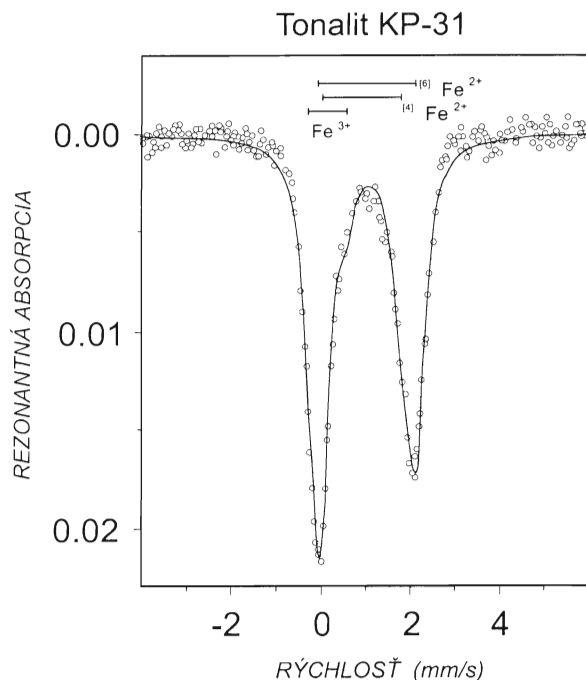
energia redukcie Fe^{3+} na Fe^{2+} klesá so stúpajúcou hodnotou $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Si})$ a NBO/T. Pomer $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ je tiež pozitívne korelovaný s pomerom Z/r^2 pri kovových katiónoch, kde Z je atómové číslo katiónu a r jeho polomer.

Stupeň oxidácie – redukcie Fe v silikátovej tavenine vyjadruje rovnica (Mysen, 1991)

$$\ln \frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{3+}} = a + b \frac{10^4}{T} + c \ln \frac{\text{Al}}{\text{Al}+\text{Si}} + d \frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{3+}+\text{Si}^{4+}} + \sum_{j=1}^j f_j(\text{NBO/T}), \quad (41)$$

kde a, b, c, d, e a f_j sú regresné koeficienty (tab. 7).

Potvrdil sa aj vplyv rastúceho tlaku na zloženie a štruktúru taveniny pri konštantnej teplote a fugacite kyslíka,



Obr. 2. Mössbauerovo spektrum intersticiálnej taveniny v tonalitovom xenolite KP-31. Nízky obsah Fe^{3+} sa prejavuje iba miernym vyklenuťím hlavného Fe^{3+} maxima pri 0,78 mm/s. Pomer $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ v tavenine je 0,09.

Fig. 2. ^{57}Fe Mössbauer spectrum of intergranular silicate melt from tonalite xenolith KP-31. Low ferric iron content results in the small peak at 0.78 mm/s, apart from the major Fe^{3+} peak. The atomic $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ ratio in the melt corresponds to 0.09.

Tab. 8

Výpočet fugacity kyslíka zo silikátovej taveniny v syenitovom xenolite HP-3 pri tlaku 1 bar
Calculation of oxygen fugacity from silicate melt in syenite xenolith HP-3 at 1 bar pressure

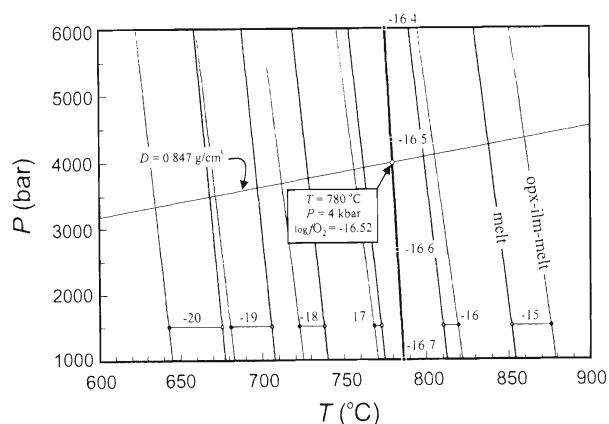
Teplota (K)	log f_{O_2} (bar)	
	Mysen a Virgo (1989)	Ghiorsu a Sack (1995)
973	-20,19	-18,59
1073	-16,79	-15,69
1173	-13,97	-13,34
1273	-11,60	-11,41
1373	-9,57	-9,80

keď klesá pomer $Fe^{3+}/\Sigma Fe$. Pokles pomeru $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ s rastúcim sa tlakom sa experimentálne spozoroval pri taveninách v systéme $NaAlSi_2O_6$ - $NaFeSi_2O_6$ (Mysen a Virgo, 1978), ako aj v systéme Na_2O - SiO_2 - Fe - O (Mysen a Virgo, 1985), v ktorom nie je Al, ktorý by podliehal koordináčnej transformácii. Autori zistili, že závislosť pomeru $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ od tlaku je funkciou celkového množstva Fe pridávaného do systému.

Najnovší výskum ukázal, že zmena pomeru $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ nie je iba jednoduchou funkciou tlaku (Mysen, 1991), pretože tlak vplýva i na kompresibilitu silikátovej taveniny. Napríklad v čistej SiO_2 tavenine sa viac ako 10 % kompresie objavuje pri tlaku 1 bar až 10 kbar, ktorú spôsobuje zmenšenie uhla Si-O-Si väzby. Avšak pri tlaku 10 až 30 kbar je kompresibilita spravidla len do 1 %. Je teda zrejmé, že objemová zmena ako výsledok redukcie Fe^{3+} na Fe^{2+} je omnoho väčšia v rozmedzí 1–10 kbar ako pri vyššom tlaku. Vplyv tlaku na zloženie a štruktúru silikátovej taveniny sa však vo vzťahu (41) nebral do úvahy, pretože v čase vzniku modelu nebola ešte dostatočná experimentálna báza dať na extrapoláciu tohto vzťahu do vyššieho tlaku. Model podľa Mysena a Virga (1989) sa teda dá použiť na výpočet fugacity kyslíka prírodných magmatických tavenín pri tlaku 1 bar za predpokladu, že je známe chemické zloženie taveniny včítane pomeru Fe^{2+}/Fe^{3+} .

Druhý spôsob výpočtu fugacity kyslíka je odvodený z viacerých vnútorne konzistentných termodynamických modelov pre pevné roztoky v systéme SiO_2 - TiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 - Cr_2O_3 - FeO - MgO - CaO - Na_2O - K_2O - P_2O_5 - H_2O (Ghiorsu a Sack, 1995). Model využíva základné termodynamické veličiny a celkové chemické zloženie silikátovej taveniny na výpočet fugacity kyslíka alebo fázových vzťahov v koordinátach T - P - f_{O_2} na princípe minimalizácie voľnej Gibbsovej energie. Výpočet možno aplikovať na vodnaté aj bezvodné taveniny, ktorých zloženie kolíše od K ankaramitov až po ryolity pri teplote 900–1700 °C a tlaku do 40 kbar.

Na výpočet fugacity kyslíka sa vybrala intersticiálna tavenina v syenitovom xenolite z alkalického bazaltu lokality Pinciná (vzorka HP-3). Chemická analýza v tab. 8 reprezentuje prímer z piatich mikrosondových analýz. Obsah Fe^{3+} a Fe^{2+} sa stanovil pomocou Mössbauerovej spektroskopie a obsah vody sa získal ako rozdiel sumy analýzy dopočítaný do 100 %. Hodnoty fugacity kyslíka



Obr. 3. P - T - f_{O_2} podmienky vzniku tonalitu KP-31 vypočítané zo zloženia ortopyroxénu a ilmenitu, intersticiálnej ryolitovej taveniny a hustoty CO_2 - CO inklúzie (0.847 g/cm^3).

Fig. 3. Formation P - T - f_{O_2} conditions for tonalite xenolith KP-31 recalculated from the composition of coexisting orthopyroxene, ilmenite and intergranular melt, and from CO_2 - CO inclusion density (0.847 g/cm^3).

vypočítané podľa obidvoch modelov sa odlišujú hlavne pri nižšej teplote, azda preto že model podľa Ghiorsa bol kalibrovaný na vyššiu teplotu.

Kombinovaný výpočet fugacity kyslíka a PT podmienok vzniku

Ak minerálna asociácia umožňuje dva nezávislé spôsoby výpočtu fugacity kyslíka, možno stanoviť aj PT podmienky vzniku. Takúto situáciu znázorňuje obr. 3, v ktorom sa fugacita kyslíka vypočítala z asociácie ilmenit – ortopyroxén – tavenina podľa reakcie (38) a zo zloženia taveniny podľa modelu Ghiorsa a Sacka (1995). Závislosť medzi P - T - f_{O_2} tvorí rovinu, ktorej priemetom v PT koordinátach sú izolínie spájajúce miesta s rovnakou fugacitou kyslíka. Grafickým riešením dvoch nezávislých výpočtov je priamka, ktorá je priesečníkom obidvoch rovín a definuje P - T - f_{O_2} podmienky rovnováhy všetkých koexistujúcich fáz. Táto priamka je takmer kolmá na teplotnú os, lebo zmena tlaku v uvedenom intervale (1–6 kbar) má na fugacitu kyslíka iba malý vplyv. Kombináciou obidvoch metód teda možno určiť maximálne hodnoty T a $\log f_{O_2}$, ktoré sa, pokiaľ tavenina kryštalizovala v kôrových podmienkach, od skutočných príliš neodlišujú. Ale na výpočet tlaku treba použiť ďalší nezávislý parameter, v tomto prípade izochoru fluidnej inklúzie zloženú zo zmesi plynov. Priesečník izochory s prienikom rovín definuje tlak a kompletizuje PT podmienky vzniku silikátovej taveniny.

Význam fugacity kyslíka pre evolúciu magiem

Fugacita kyslíka a s ňou súvisiace zloženie fluidnej fázy udáva smer kryštalizácie bazaltovej magmy ako výsledok jej vplyvu na zloženie fluid a teplotu kryštalizácie silikátov a oxidov obsahujúcich Fe. Pri nízkych a stredných hodnotách f_{O_2} , CH_4 a H_2O fluidá teplotu tavenia bazaltovej taveniny značne znižujú, lebo sa v nej dobre

rozpušťať. Rozpustnosť H_2O v bazaltovej tavenine stúpa s rastúcim tlakom, ale klesá so zvyšujúcou sa teplotou. Pri vyššej fugacite kyslíka najmä fluidá bohaté na H_2O napomáhajú vznik primárnych tavenín s vysokým obsahom Si, ako sú Ca alkalické magmy. Prítomnosť vody pri tavení peridotitového plášťa rozširuje pole stability olivínu, a tak na rozdiel od tavenín produkovaných bez prítomnosti vody vznikajú taveniny bohatšie na Si. CO_2 fluidá vyskytujúce sa pri vysokej fugacite kyslíka sú rozpustné v bazaltových taveninách iba obmedzene a znižujú teplotu tavenia peridotitového plášťa len čiastočne. Rozpustnosť CO_2 v bazaltovej tavenine s rastúcim tlakom stúpa. Navyše fluidá bohaté na CO_2 zvyšujú stabilitu poľa enstatitu vzhľadom na olivín, čo vedie k vzniku nedosýtených alkalických magiem, ako sú bazanity typické pre kontinentálny riftový magmatizmus (Mathez, 1989).

Počas kryštalizácie bazaltových tavenín fO_2 kontroluje relatívnu stabilitu plagioklasu, pyroxénu a oxidických minerálov, čo vedie k rozličným kryštalizačným trendom, ktoré sú charakteristické pre tholeitové alebo Ca alkalické série. Fennerov trend kryštalizácie prebieha pri nízkych hodnotách fugacity kyslíka, keď namiesto magnetitu vzniká spinel a zvyšková tavenina sa obohacuje o Fe, čo vedie k vzniku hornín tholeitovej série. Fennerov trend je charakteristický pre veľké a relatívne uzavreté magmatické zvrstvené komplexy, akým je napríklad mafická intrúzia Skaergaard v Grónsku alebo intrúzia Kiglapait na Labradore (Hall, 1987).

Na rozdiel od Fennerovho trendu Ca alkalická horninová séria bazalt – andezit – dacit – ryolit je produktom Bowenovho trendu frakčnej kryštalizácie rovnakého iniciálneho zloženia magmy, avšak pri vyšších hodnotách fugacity kyslíka, keď prebieha frakcionácia magnetitu a zvyšková tavenina sa obohacuje iba o Si. Obidva typy diferenciálnych trendov bázičných magiem sa dajú odlíšiť priebehom diferenciálnej krivky (LLD – *liquid line of descent*) v AFM diagrame. Fennerov trend sa vyznačuje predovšetkým rastom pomeru Fe/Mg v stredných štádiách diferenciácie a obohatením o alkálie v záverečných štádiách diferenciácie (Hall, 1987).

Aplikácie

V Západných Karpatoch sa výpočet fugacity kyslíka vo vulkanických horninách aplikoval na vrchnoplášťové xenolity spinelových lherzolitov pochádzajúcich z efúzičných produktov alkalického bazaltového vulkanizmu z južného Slovenska a na magmatické kumulátové xenolity formované v spodnej kôre nachádzajúce sa v explozívnych produktoch rovnakého vulkanizmu na lokalite Pinciná.

Vo vzorkách vrchnoplášťových xenolitov sa urobil výpočet fugacity kyslíka založený na rovnováhe ortopyroxén – olivín – spinel uvedenej v reakcii (30) a z koexistujúcich fluidných inklúzií zloženia CO_2 -CO a N_2 podľa rovnice (28) a (29) (Huraiová et al., 1991; Huraiová a Konečný, 1993 a 1994; Konečný et al., 1995). V štádiu rozpracovania sú výpočty fO_2 v spodnokôrovom magmatickom rezervoári, ktorý sa v Lučenskej kotline identifikoval pomocou xenolitov z maarovej štruktúry Pinciná

(Huraiová et al., 1996). V kumulátových xenolitoch možno fugacitu kyslíka počítať zo zloženia fluidných inklúzií, z rovnovážnej asociácie ortopyroxén – ilmenit – tavenina a zo zloženia silikátovej taveniny. Kombináciou viacerých spôsobov výpočtu fugacity kyslíka v tej istej vzorke sa dajú stanoviť PT podmienky vzniku. Príklady výpočtu fugacity kyslíka z kumulátových xenolitov lokality Pinciná sú v tejto práci.

Podakovanie. Ďakujem RNDr. P. Konečnému za mikrosondové analýzy a prof. Ing. Jozefovi Lipkovi, DrSc., za stanovenie Fe^{3+} v taveninách pomocou Mössbauerovej spektroskopie.

Literatúra

- Belonoshko, A. B. & Saxena, S., 1992: An unified equation of state for fluids of C-H-O-N-S-Ar composition and their mixtures up to very high temperatures and pressures. *Geochim. cosmochim. Acta*, 56, 3611–3626.
- Brey, G. P. & Köhler, T., 1990: Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers and practical assesment of existing thermobarometers. *J. Petrology*, 31, 1353–1378.
- Eugster, H., 1957: Heterogeneous reactions involving oxidation and reduction at high pressures and temperatures. *J. Chem. Phys.*, 26, 1760–1761.
- Eugster, H. & Wones, D. R., 1962: Stability relations of the ferruginous biotite, annite. *J. Petrology*, 3, 82–125.
- Fabrichnaya, O. B., 1995: Thermodynamic data for phases in the FeO - MgO - SiO_2 system and phase relations in the mantle transition zone. *Phys. Chem. Minerals*, 22, 323–332.
- Frost, B. R., 1991: Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. In: Lindsley, D. H. (Ed.) *Oxide minerals: Petrologic and magmatic significance*. *Rev. Mineral., Mineral. Soc. Amer.*, 25, 1–9.
- Ghiorso, M. S., 1990: Thermodynamic properties of hematite-ilmenite-geikielite solid solutions. *Contr. Mineral. Petrology*, 104, 645–667.
- Ghiorso, M. S. & Sack, R. O., 1995: Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contr. Mineral. Petrology*, 119, 197–212.
- Hall, A., 1987: Igneous petrology *Longman Scientific & Technical, England*, 573.
- Holland, T. J. B. & Powell, R., 1990: An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K_2O - Na_2O - CaO - MgO - MnO - FeO - Fe_2O_3 - Al_2O_3 - TiO_2 - SiO_2 - C - H_2O . *J. metamorphic Geol.*, 8, 89–124.
- Holloway, J. R., 1987: Igneous fluids. In: Carmichael, I. S. E. & Eugster, H. P. (Eds.): *Thermodynamic modeling of geological materials: Minerals, fluids and melts*. *Rev. Mineral., Mineral. Soc. Amer.*, 17, 211–233.
- Holloway, J. R. & Reese, R. L., 1974: The generation of N_2 - CO_2 - H_2O fluids for use in hydrothermal experimentation: I. Experimental method and equilibrium calculations in the C-O-H-N system. *Amer. Mineral.*, 59, 587–597.
- Huraiová, M., Dubessy, J. & Konečný, P., 1991: Composition and oxidation state of upper mantle fluids from Southern Slovakia. *Plinius*, 5, 110–111.
- Huraiová, M. & Konečný, P., 1993: Teplotno-tlakové podmienky a oxidačný stav vrchného plášťa na južnom Slovensku. In: Rakús, M. & Vozár, J. (Eds.): *Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát*. GÚDŠ, Bratislava, 169–173.
- Huraiová, M. & Konečný, P., 1994: Pressure-temperature conditions and oxidation state of the upper mantle in Southern Slovakia. *Acta geol. Acad. Sci. hung.*, 37, 33–44.
- Huraiová, M., Konečný, P., Konečný, V., Simon, K. & Hurai, V., 1996: Mafic and salic igneous xenoliths in Late Tertiary alkaline basalts: Fluid inclusions and mineralogical evidence for a deep-

- crustal magmatic reservoir in the Western Carpathians. *Eur. J. Mineral.*, 8, 901–916.
- Chatterjee, N. D., 1991: Applied mineralogical thermodynamics. *Springer Verlag Berlin*, 321.
- Kellö, V. & Tkáč, A., 1972: Fyzikálna chémia, 2. vyd. Alfa, Bratislava.
- Konečný, P., Konečný, V., Lexa, J. & Huraiová, M., 1995: Mantle xenoliths in alkali basalts of Southern Slovakia. *Acta Vulcanologica*, 7, 241–247.
- Mathez, E. A., 1989: Vapor associated with mafic magma and controls on its composition. In: *Whitney, J. A. & Naldrett, A. J. (Eds.): Ore deposition associated with magmas. Rev. Econ. Geol.*, 4, 21–30.
- Mattioli, G. S. & Wood, B. J., 1988: Magnetite activities across the metric estimates of the upper mantle oxygen fugacity. *Contr. Mineral. Petrology*, 98, 149–162.
- Moore, W. J., 1979: Fyzikální chemie. Praha, Nakl. technické literatury, 947.
- Mysen, B. O., 1991: Relations between structure, redox equilibria of iron, and properties of magmatic liquids. In: *Perchuk, L. L. & Kushiro, I. (Eds.): Physical Chemistry of Magmas. Advances in Physical Geochemistry 9, Springer Verlag*, 341.
- Mysen, B. O. & Virgo, D., 1978: Influence of pressure, temperature and bulk composition on melt structures in the system $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ - $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$. *Amer. J. Sci.*, 278, 1307–1322.
- Mysen, B. O. & Virgo, D., 1985: Iron-bearing silicate melts: relations between pressure and redox equilibria. *Phys. Chem. Minerals.*, 12, 191–200.
- Mysen, B. O. & Virgo, D., 1989: Redox equilibria, structure and properties of Fe-bearing aluminosilicate melts: Relationships between temperature, composition and oxygen fugacity in the system Na_2O - Al_2O_3 - SiO_2 -Fe-O. *Amer. Mineral.*, 74, 58–76.
- Ohmoto, H. & Kerrick, D. M., 1977: Devolatilization equilibria in graphitic systems. *Amer. J. Sci.*, 277, 1013–1044.
- Sack, R. O. & Ghiorso, M. S., 1989: Importance of considerations of mixing properties in establishing an internally consistent thermodynamic database: thermochemistry of minerals in the system Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 - SiO_2 . *Contr. Mineral. Petrology*, 102, 41–68.
- Saxena, S. K. & Fei, Y., 1988: Fluid mixtures in the C-H-O system at high pressure and temperature. *Geochim. cosmochim. Acta*, 52, 505–512.
- Sterner, S. M. & Pitzer, K. S., 1994: An equation of state for carbon dioxide valid from zero to extreme pressures. *Contr. Mineral. Petrology*, 117, 362–374.
- Wells, P. R. A., 1977: Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contr. Mineral. Petrology*, 62, 129–141.
- Wood, B. J. & Banno, S., 1973: Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contr. Mineral. Petrology*, 42, 109–124.
- Wood, B. J. & Virgo, D., 1989: Upper mantle oxidation state: Ferric iron contents of Iherzolite spinels by ^{57}Fe Mössbauer spectroscopy and resultant oxygen fugacities. *Geochim. cosmochim. Acta*, 53, 1277–1291.

Minerálne zloženie hydrotermálnej Sb, Cu, Pb, Zn, As mineralizácie na SV od Magurky v Nízkych Tatrách

FRANTIŠEK BAKOS¹, MARTIN CHOVAN¹ a JOZEF MICHÁLEK²

¹Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava
e-mail: bakos@fns.uniba.sk, chovan@fns.uniba.sk

²EnviGeo, s. r. o., Kynceľova 10, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 14. 12. 1999, revidovaná verzia doručená 15. 3. 2000)

Mineralogy of hydrothermal Sb, Cu, Pb, Zn, As mineralization in NE of the Magurka deposit, Nízke Tatry Mts.

In the area in NE of the Magurka Sb–Au deposit are known the small occurrences of hydrothermal mineralizations – Kľačianka, Kráмец and Velké Oružné. Mineralization is developed in quartz–carbonate veins, stockworks and impregnation zones in mylonitized altered granitoid rocks. The occurrences are paragenetically close to other deposits in the Nízke Tatry area. Ore mineralizations was formed during several stages. Pyrite–arsenopyrite stage with refractory gold is the oldest one. The filling of ore bodies is cataclased, brecciated and cemented by stibnite, zinckenite and sphalerite. In the stibnite mineral stage there are characteristic the replacement textures of stibnite by zinckenite. The quartz–carbonate veins contain tetrahedrite and rich association of sulphosalts (dominating robinsonite, heteromorphite, bournonite, some chalcocite, boulangerite, jamesonite, bismuthinite and glaucothene). Heteromorphite with low content of Cu associated by galena, sphalerite, robinsonite, bournonite and boulangerite rank among the rarities of these occurrences. In the vicinity of the occurrences is common the hematite mineralization.

Key words: antimony mineralization, sulphosalts, the Nízke Tatry Mts.

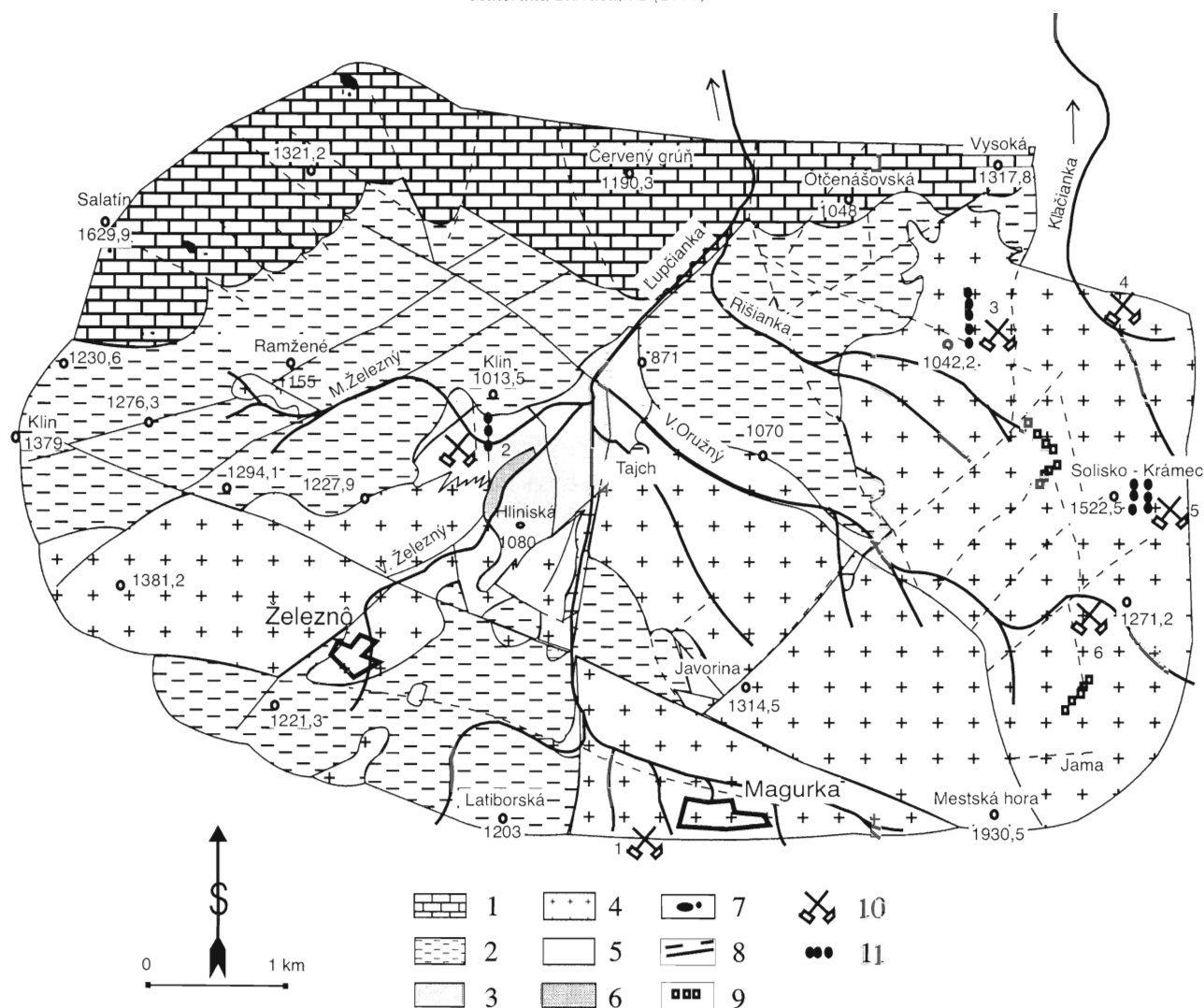
Úvod

Na SV od Sb–Au ložiska Magurka na severných svahoch Nízkych Tatier je niekoľko výskytov rudnej mineralizácie (obr. 1), na ktorých v 18. a 19. stor. so striedavými úspechmi prebiehalo intenzívne kutanie a ťažba Ag a Sb rúd (Sombathy, 1969). Prvá písomná zmienka o banskej činnosti z oblasti medzi Ľupčianskou a Križianskou dolinou je z roku 1753, keď Juraj Ruman dostal povolenie kútať na Rišianke a v Kľačianskej doline. V roku 1759 dostali povolenie otvoriť antimónovú žilu v chotári Soliska–Krámea Ján Zemko a Imrich Johanides. Posledný záznam je z roku 1849, keď žiadajú Martin Janči, Ján Rojček a Juraj Chovan údel na kremenko–antimónovú žilu na Solisku.

V tejto práci uvádzame výsledky mineralogického štúdia rudných výskytov v doline Kľačianky, Veľkého Oružného potoka a na lokalite Kráмец–Solisko. Minerálne zloženie výskytov na Malom Železnom a na Rišianke v poslednom období publikoval Majzlan et al. (1998). Lokalita Kľačianka a Kráмец sa spomínajú v prácach Lisého (1957), Kubínyho (1971), Lehotského (1973), Michálka (1988), Slavkaya a Chovana (1996), ale ich stručnú mineralogickú charakteristiku uviedol iba Jakeš (1962). O mineralizácii pri Veľkom Oružnom potoku nie sú nijaké archívne údaje.

Metodika práce

Terénny výskum sa skladal zo vzorkovania hľad starých banských diel, odberu 26 šlichov a 21 vzoriek riečnych (stream) sedimentov. Šlichy a vzorky riečnych sedimentov sa odoberali v kroku 150 m v doline Veľkého Oružného potoka. Orientačne sa šlichy odoberali aj pod haldami starých banských prác v doline Rišianky a Kľačianky. Riečne sedimenty sa analyzovali v Geologických laboratóriách v Turčianskych Tepliciach a šlichy sa spracovali v laboratóriách PF UK. Frakcia pod 0,2 mm, 0,2–0,5 mm a nad 0,5 mm sa hodnotila pod binokulárnou lupou. Vzorky rúd a hornín sa študovali mikroskopicky v odrazenom a prechádzajúcom svetle. Rudné minerály sa analyzovali (WDX a EDX) a fotografovali (SEM) na elektrónovom mikroanalýzátore JEOL JXA-840A (CLEOM PF UK) a JEOL SUPERPROBE 733 (GSSR) pri 20 kV a 15 nA. Použili sa tieto štandardy: PbS (Pb), FeAsS (S, As, Fe), HgS (Hg), Se, Ag, Sb, Bi, Cu, Zn, Te. Rtg. difrakčné záznamy sekundárnych minerálov sa získali na prístroji DRON VM-1 (PF UK) za týchto podmienok: Cu/Ni, 35kV, 25 mA. Karbonáty sa manometricky analyzovali v laboratóriu GÚ PF UK. Obsah Au v dvoch vzorkách arzenopyritu sa stanovil optickou emisnou spektroskopiou na prístroji PGS-2 (Zeiss Jena) v GÚ SAV v Banskej Bystrici.



Obr. 1. Schematická geologická mapa okolia Magurky (upravené podľa Michálka, 1998). 1 – sekvencie križňanského príkrovu, 2 – sekvencie obalového mezozoika, 3 – leukokratický granit typu Klinisko, 4 – granit – granodiorit prašivského typu, 5 – fylity typu Klinisko, 6 – diorit (Veľké Železné), 7 – telesá bazaltov (jura?), 8 – zlomy (overené, predpokladané), 9 – žily bázičických hornín, 10 – staré banské práce (1 – Magurka, 2 – Malé Železné, 3 – Rišianka, 4 – Kľačianka, 5 – Kráмец, 6 – Veľké Oružné), 11 – známy priebeh hydrotermálnych žíl

Fig. 1. Schematic geological map of vicinity of Magurka deposit with localization of samples (adapted after Michálek, 1998). 1 – Križna nappe, 2 – Mesozoic sedimentary cover, 3 – leucocratic granite, type Klinisko, 4 – granite – granodiorite, type Prašivá, 5 – phyllite, type Klinisko, 6 – diorite (Veľké Železné), 7 – basalts (Jurassic), 8 – faults, 9 – veins of basic rocks, 10 – old mines (1 – Magurka, 2 – Malé Železné, 3 – Rišianka, 4 – Kľačianka, 5 – Kráмец, 6 – Veľké Oružné potok) 11 – hydrothermal veins.

Geologicko-ložiskové pomery

Štúdané výskyty sa nachádzajú na SV od Magurky v kryštalinickom komplexe Ďumbierskych Tatier (obr. 1). Mineralizácia je vyvinutá v muskoviticko-biotitických granodioritoch až tonalitoch prašivského typu (Michálek, 1998). Podľa Bieleho (red., 1992) sú v blízkosti výskytov aj telesá granodioritu až tonalitu Ďumbierskeho typu a muskoviticko-biotitického granitu latiborskoholského typu. V niektorých oblastiach sú pomerne hojné žily a šošovky granitového pegmatitu a z oblasti Rišianka-Solisisko sa uvádzajú aj žily dioritu. Na horninách kryštalinika ležia mezozoické sedimenty obalovej série a ďalej na S

súbory križňanského a chočského príkrovu. Spodnotriasové súvrstvia sú prevažne z telies kremenca, pestrých bridlíc, pieskovca, dolomitu a vápenca. Výplňou Ľupčianskej doliny sú aluviálne náplavy strednopleistocénneho až mladopleistocénneho veku (Biely a Bezák, red., 1997).

Stopy po starých banských prácach sú v závere Kľačianskej doliny asi 100 m na VJV od kóty 1108 (sútok dvoch potokov). Staré banské práce sú sústredené do troch ťahov vzdialených navzájom 200 m (Bakos, 1998). Žily v Kľačianskej doline majú smer S-J a hrúbku 0,6–1 m (Lehotský, 1973).

Na Krámcí-Solisisku sú stopy po banských prácach sledujúcich zrudnenie prebiehajúce približne kolmo na hre-

beň. Tvoria dva výrazné ťahy vzdialené od seba asi 250–300 m. Prvý ťah má smer 350–10° a je vzdialený asi 200 m na V od kóty 1523 (Krámec-Solisko), druhý (smeru 0–20°) sa nachádza asi 500 m na V od kóty 1523. Podľa banských prác je vertikálny rozsah zrudnenia do 50 m. Žily sledujú mylonitové pásmo (Kubíny, ed., 1971) a dosahovali hrúbku 0,25 až 0,5 m (Jakeš, 1962). Ústia štôlní sú zavalené a haldy zarastené.

O zrudnení v doline Veľkého Oružného potoka sa nezachovali nijaké archívne údaje, ale pri prospekčných prácach v jej hornej časti sa zistili stopy po starých banských prácach. V tesnej blízkosti sútoku potokov v závere doliny na severnom svahu Mestskej hory sú štyri haldičky s celkovým objemom haldového materiálu okolo 10 m³. Približne 100 m na JJZ od sútoku potokov v závere doliny na severnom svahu Mestskej hory (kóta 1475) prebieha málo výrazný pingový ťah smeru S–J v dĺžke asi 300 m.

Gubač (1980) podľa výsledkov pôdnej metalometrie v oblasti Mestskej hory predpokladá žilník sv. smeru.

Výsledky šlichovej prospekcie

Šlichovou prospekciou sa zistila výrazná Au anomália v doline Veľkého Oružného potoka, kde sa vo ôsmich šlichoch našli plieškovité zlatinky (veľké do 0,2 mm), a to najviac 15 zrn na šlich (Chovan et al., 1997). Jedna zlatinka sa zistila aj v šlichu z Kľačianskej doliny. Do päť zrn scheelitu sa našlo v šlichoch z doliny Veľkého Oružného potoka. Vyšší obsah rumelky (niekoľko desiatok zrn) sa zaznamenal v šlichoch z Rišianky. Väčšina šlichov – najmä z Rišianky a Veľkého Oružného potoka – je charakteristická vyšším obsahom pyritu (miestami až 15 %). Vysoký obsah titanitu (až 15 %) sa zistil v šlichoch z Rišianky a Kľačianky. Ďalším charakteristickým minerálom šlichov je ilmenit, hematit, magnetit, apatit, zirkón, rutil, chlorit a epidot. Zriedka sa vyskytuje granát, turmalín, amfibol a karbonáty. V tesnej blízkosti hald sa nachádzajú aj minerály Sb.

Chemické analýzy riečnych sedimentov odobraných z prítokov v hornej časti doliny Veľkého Oružného potoka potvrdili zvýšený obsah Sb a As. V dvoch vzorkách sa zistil nízky obsah Au (Chovan et al., 1997).

zinckenitom, hojným pyritom a sfaleritom. Antimonit a arzenopyrit sú zriedkavé. Tvoria impregnácie, hniezda a žilky v alterovanej granitoidnej hornine a v kremenných žilkách hrubých niekoľko cm. Zriedka vytvárajú brekciovitú a masívnu rudu (veľkosť hniezd cca 10 cm), zloženú hlavne z zinckenitu, sfaleritu a pyritu. V menšom množstve sú zastúpené paragenetické asociácie tetraedritu s bournonitom, robinsonitom, heteromorfitom a jamesonitom, ako aj galenitu so sfaleritom, bournonitom, robinsonitom, heteromorfitom a boulangeritom, vzácne aj tetraedritu s chalkopyritom, bizmutinom a gladiťom. Asociácie minerálov s tetraedritom a galenitom sa vyskytujú v kremenno-karbonátových žilkách (hrubých do niekoľko cm) a tvoria hniezda veľké do 2 cm. Mineralizácia sa viaže na zóny silne alterovaných mylonitizovaných granitoidných hornín, hlavne na zóny intenzívneho prekremenenia a v menšej miere na kremenné žily, miestami s karbonátmi.

Na lokalite *Krámec* sú dve mineralizované zóny.

Prvá zóna je charakteristická výskytom tetraedritovej mineralizácie. V kremenno-karbonátovej žilovine s prevládajúcim tetraedritom sa vyskytuje robinsonit, bournonit, chalkostibit, chalkopyrit a markazit a vo výplni kremenných žiliek sa zistil aj antimonit, sfalerit a pyrit.

Druhú zónu charakterizuje žilníkovimpregnačný až žilný typ zrudnenia. Najhojnejším rudným minerálom je antimonit. Spolu s arzenopyritom a pyritom tvorí v okolitých alterovaných granitoidných horninách impregnačné zóny hrubé niekoľko desiatok cm a výplň kremenných žiliek hrubých niekoľko cm. Pomerne častá je brekciovitá a kataklastická textúra rudnej výplne mineralizovaných zón. Pyritovo-arzenopyritová mineralizácia je intenzívne kataklazovaná a tvorí brekcie tmelené antimonitom. V akcesorickom množstve sa zistil aj sfalerit, chalkopyrit a zinckenit.

Na lokalite *Veľký Oružný potok* z pingového ťahu na severnom svahu Mestskej hory pochádzajú vzorky alterovaných granitoidných hornín a kremeňa so žilkami a impregnáciami silne zvetrovaného pyritu. Lokalita je na rudné vzorky veľmi chudobná. Asi 200 m na JV od spomenutých haldičiek na západnom svahu potoka sa v sutine našli úlomky kremennej žiloviny bez viditeľnej mineralizácie.

Tab. 1
Chemické zloženie kremennej žiloviny z lokality Veľký Oružný potok
Bulk chemical composition of quartz veins from Veľký Oružný potok locality

Sample	Au ppm	Ag ppm	Sb wt. %	Pb wt. %	Zn wt. %	As wt. %	Mo wt. %	Sn wt. %
O-19A	0,18	0,4	0,017	0,026	0,002	0,01	0,0003	0,001
O-19B	0,16	0,2	0,025	0,035	0,002	0,01	0,0003	0,001

Výsledky mineralogického výskumu

Haldový materiál na *Kľačianke* poskytol na mineralogické štúdium bohaté rudné vzorky. Pre lokalitu je charakteristická sulfosoľová mineralizácia s prevládajúcim

Chemická analýza kremennej žiloviny vyšší obsah analyzovaných prvkov nepotvrdila (tab. 1).

Na rudnej haldičke sa našla kremenno-karbonátová žilovina s hniezdami tetraedritu a vzácnym chalkopyritom. Najväčšiu haldičku tvorí troska, drevné uhlie, vzácne aj

Tab. 2
EDX mikroanalýzy zliatiny (hm. %) z troskovej haldy
z Veľkého Oružného potoka
EDX microanalyses of alloy (wt. %) from waste dump,
Veľký Oružný potok

	1	2	3	4	5	6	7
Pb	0,00	0,00	0,00	41,57	100,0	0,00	0,00
Sb	5,00	4,16	17,41	11,75	0,00	9,85	8,96
Cu	85,42	87,30	66,69	37,07	0,00	79,38	79,67
Sn	9,58	8,54	15,90	6,91	0,00	0,00	0,00
S	0,00	0,00	0,00	2,70	0,00	8,00	8,93
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,77	2,44

hrudky sivého kovu a bindheimit. Výtavok je zliatinou Cu, Sb, Sn, Pb a As a je tvorený niekoľkými fázami rôzneho chemického zloženia (tab. 2).

Opis minerálov

Rutil je hojný v alterovaných horninách a zriedkavý v kremeň. Vyskytuje sa v podobe alotriomorfných zŕn veľkých najviac niekoľko desiatín mm. Potvrdil sa opticky v odrazenom a prechádzajúcom svetle.

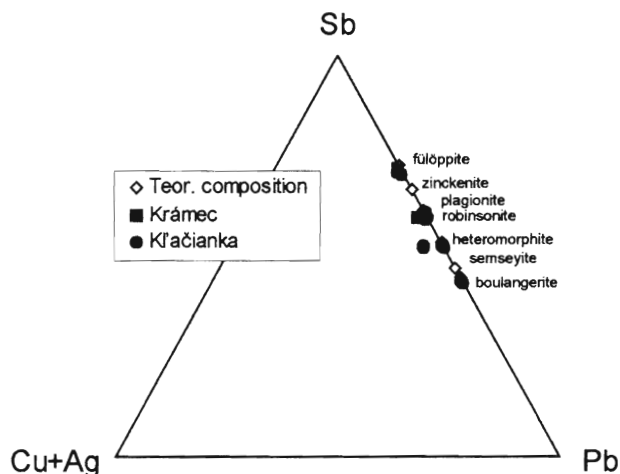
Arzenopyrit je veľmi hojný na Krámcí, ojedinelý na Kľačianke. Tvorí impregnácie idiomorfných a hypidiomorfných zŕn v alterovaných horninách spolu s antimonitom, v menšej miere zhluky zŕn v kremeň, často usporiadaných do pásov. Veľké kataklazované zrná sú vyhojené antimonitom, v menšom množstve zinckenitom. Spolu s pyritom a antimonitom je súčasťou žilnikovoimpregnačného zrudnenia na Krámcí. Chemicky je homogénny. Pri dvoch analýzach sa zistil nízky obsah Au (5 a 7 ppm).

Pyrit je bežným minerálom všetkých sledovaných lokalít. Vyskytuje sa vo viacerých generáciách. Najstarší tvorí impregnácie idiomorfných a hypidiomorfných kryštálov spolu s arzenopyritom v okolitej alterovanej hornine a často zhluky idiomorfných kryštálov v kremeň. Zatláča ho sfalerit, antimonit, zinckenit, tetradrit a Pb-Sb sulfosoli (obr. 5c). Na lokalite Veľký Oružný potok je v podobe tenkých žiliek v kremeň. Mladšie generácie pyritu sú zastúpené podradne, zriedka sa vyskytujú drobné idiomorfné kryštály v antimonite a zinckenite. Vystupuje aj v asociácii s tetradritom, galenitom a Pb-Sb sulfosolami. Pri sledovaní v odrazených elektrónoch (SEM) sa javí ako homogénny.

Markazit je pomerne častý v malom množstve na Krámcí a Kľačianke. V kremeň, vzácnnejšie na rozhraní zŕn karbonátov tvorí zhluky zŕn hviezdovitého tvaru veľké niekoľko stotín mm.

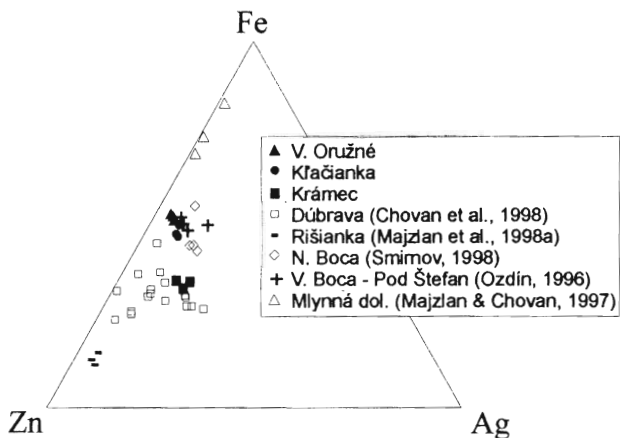
Sfalerit je veľmi hojný na Kľačianke a zriedkavý na Krámcí. Vyskytuje sa v dvoch generáciách. Tvorí agregáty veľké až niekoľko cm intenzívne zatláčané zinckenitom a ďalšími Pb-Sb sulfosolami (obr. 5c), vzácné antimonitom. Jeho zrná lemujú chalkopyrit. Mladšia generácia sfaleritu v asociácii s galenitom, v ktorom vytvára inklúzie veľké 0,1 mm, sa vyskytuje na Kľačianke.

Antimonit je na Kľačianke zriedkavý (tab. 4), hojný je iba na Krámcí (tab. 5), kde je hlavným rudným minerálom.



Obr. 2. Trojuholníkový diagram elektrónových mikroanalýz Pb-Sb-Cu sulfosalts (at. %) z Kľačianky a Krámc.

Fig. 2. Ternary diagram of X-ray electron microanalyses of Pb-Sb-Cu sulphosalts (at. %) from Kľačianka and Krámc.



Obr. 3. Trojuholníkový diagram Fe, Zn, Ag (at. %) s priemetmi elektrónových mikroanalýz tetradritu z Kľačianky, Krámc a Veľkého Oružného potoka v porovnaní s tetradritom z vybraných lokalít v Ľubietsovských Tatrách.

Fig. 3. Ternary diagram of X-ray electron microanalyses of tetradrite from Kľačianka, Krámc and Veľký Oružný potok in comparison with tetradrite from selected localities in Ľubietsovské Tatry Mts.

lom. Tvorí hniezda a žilky najviac centimetrovej veľkosti v kremeň, často aj impregnácie v alterovaných horninách s pyritom a arzenopyritom. Hrubozrnné agregáty sú často presekávané žilkami mladšieho remobilizovaného jemnozrnného antimonitu, majú dlaždicovitú štruktúru, často undulózne zhášajú a zriedka nesú znaky deformácie v podobe tlakových lamiel. Antimonit vyhojuje pukliny v pyrite a arzenopyrite, zatláča ho zinckenit (obr. 5b) a tvorí v ňom mikroskopické žilky, častejšie impregnácie drobných ihlicovitých kryštálov.

Pb-Sb sulfosoli sú bohato zastúpené na Krámcí a Kľačianke.

Tab. 3
Reprezentatívne elektrónové mikroanalýzy (WDX) tetraedritu
Representative X-ray microanalyses of tetrahedrite

		1	2	3	4	5	6
wt. %	S	25,04	24,54	25,06	25,22	25,91	26,25
	Se	0,00	0,00	–	–	–	–
	Ag	2,04	2,41	0,98	0,78	0,52	0,58
	Fe	2,51	2,53	2,78	2,91	3,16	3,35
	As	0,90	0,84	1,16	0,83	0,63	1,19
	Sb	28,21	28,40	26,62	25,87	29,27	25,42
	Zn	4,43	4,58	3,14	3,00	3,22	3,25
	Hg	0,00	0,00	3,31	3,78	0,92	1,00
	Cu	36,40	36,53	36,78	36,92	37,70	36,77
	Bi	0,00	0,00	0,23	0,86	0,00	0,28
	Σ	99,53	99,82	100,08	100,16	101,33	98,09
at. %	S	45,17	44,44	45,46	45,74	45,77	46,95
	Se	0,00	0,00	–	–	–	–
	Ag	1,09	1,30	0,53	0,42	0,27	0,31
	Fe	2,59	2,63	2,90	3,03	3,20	3,44
	As	0,70	0,65	0,90	0,64	0,48	0,91
	Sb	13,40	13,54	12,72	12,36	13,62	11,98
	Zn	3,92	4,07	2,80	2,67	2,79	2,85
	Hg	0,00	0,00	0,96	1,10	0,26	0,29
	Cu	33,13	33,38	33,67	33,79	33,61	33,20
	Bi	0,00	0,00	0,06	0,24	0,00	0,08

Analysis number: 1, 2 – Kráľovec, 3, 4 – Kľačianka, 5, 6 – Veľký Oružný potok

Jamesonit sa vzácné vyskytuje na Kľačianke v asociácii s tetraedritom, bournonitom a Pb-Sb sulfosolami v podobe zŕn veľkých 0,1 mm (tab. 4).

Zinckenit – *fülopit* sú najčastejšie sa vyskytujúci sulfosolami (rtg. mikroanalýzy sú blízke teoretickému zloženiu zinckenitu až *fülopitu*) a na Kľačianke prevládajú (tab. 4, 5; obr. 2). Tvoria jemnozrnnú kompaktnú masu, hniezda (veľké až 10 cm) a žily v alterovaných horninách a v kremeň. Najčastejšie sú impregnované v silne prekremenenej hornine, kde tvoria hniezda veľké niekoľko mm. V podobe

zhlukov ihlicovitých kryštálov veľkých niekoľko mm – vzácné až 3 cm – sa vyskytujú aj v kremeň. Sú jemnozrnné až hrubozrnné. Jemnozrnné agregáty majú väčšinou prúdovitú a hrubozrnné dlaždicovitú štruktúru a takmer vždy ich sprevádza pyrit a sfalerit. Tmelia kataklazované zrná pyritu a kremeňa a intenzívne zatláčajú sfalerit. V podobe idiomorfných ihlicovitých a stĺpcovitých kryštálov sa zriedka vyskytujú aj v antimonite a zatláčajú ho (obr. 5b). Na Kráľovci sú vzácné a zložením zodpovedajú *fülopitu*, ktorý vyplňa trhliny v kataklazovaných zrnách arsenopyritu.

Tab. 4
Reprezentatívne elektrónové mikroanalýzy (WDX) sulfidov a sulfosolov z Kľačianky
Representative X-ray microanalyses of sulphides and sulphosalts from Kľačianka

		1	2	3	4	5	6	7	8	9
wt. %	S	27,71	22,46	21,05	19,65	19,43	18,43	13,07	21,75	19,50
	Fe	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,04	2,26	0,00
	Cu	0,03	0,30	0,04	0,00	1,29	0,00	0,01	0,16	12,45
	Ag	0,07	0,15	0,00	0,00	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00
	Sb	72,88	46,16	37,02	31,22	32,60	25,32	0,47	36,21	25,79
	Pb	0,00	31,54	42,54	49,13	45,98	56,08	86,57	40,10	42,80
	Bi	0,33	0,33	0,44	0,60	0,31	0,73	0,31	0,34	0,44
	Σ	101,03	100,92	101,12	100,63	99,87	100,56	100,46	100,83	100,97
at. %	S	58,97	56,52	56,15	55,22	54,11	54,38	49,02	55,88	49,67
	Fe	0,00	0,00	0,06	0,04	0,00	0,00	0,08	3,33	0,00
	Cu	0,03	0,38	0,05	0,00	1,81	0,00	0,01	0,21	16,00
	Ag	0,04	0,11	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00
	Sb	40,84	30,59	26,01	23,11	23,91	19,68	0,46	24,50	17,29
	Pb	0,00	12,28	17,56	21,37	19,82	25,61	50,25	15,94	16,87
	Bi	0,11	0,13	0,18	0,26	0,13	0,33	0,18	0,13	0,17
	Σ	100,15	100,12	100,95	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Analysis number: 1 – stibnit, 2 – zinckenit, 3 – robinsonit, 4, 5 – heteromorphit, 6 – boulangerit, 7 – galena, 8 – jamesonit, 9 – bournonit

Tab. 5

Reprezentatívne elektrónové mikroanalýzy (WDX) sulfidov a sulfosolí z Krámcu

Representative X-ray microanalyses of sulphides and sulphosalts from Krámcu

	1	2	3	4	5
wt. %					
S	27,61	25,90	20,06	21,44	21,34
Se	0,22	0,02	0,00	–	0,04
Ag	0,00	0,00	0,00	0,44	0,00
Sb	73,21	49,71	25,20	48,39	37,33
Pb	0,14	0,33	42,52	30,28	42,27
Bi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu	0,07	26,09	13,18	0,34	0,24
Fe	0,00	0,07	0,07	0,05	0,06
Σ	101,25	102,12	101,03	100,95	100,28
at. %					
S	58,70	49,57	50,19	54,69	56,33
Se	0,19	0,02	0,00	–	0,04
Ag	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00
Sb	40,99	25,05	16,60	32,50	25,95
Pb	0,05	0,10	16,46	11,95	17,26
Bi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu	0,08	25,19	16,64	0,44	0,32
Fe	0,00	0,08	0,10	0,07	0,09

Analysis number: 1 – stibnite, 2 – chalcostibite, 3 – bournonite, 4 – fülöp-pite, 5 – robinsonite

Robinsonit je pomerne bežný (tab. 4, 5; obr. 2), vždy je v asociácii s tetraedritom (obr. 5c, d, g), vzácnejšie aj s galenitom, často v nich vytvára ihlicovité kryštály a intenzívne ich zatlačá (obr. 5g). V kremeň a karbonátové hniezda veľké až 2 cm. Spolu s tetraedritom a s karbonátom vyplňa drúzové dutiny a pukliny v staršom kremeň. Myrmekiticky sa prerastá s tetraedritom, bournonitom, jamesonitom, chalcostibitom a heteromorfitom.

Heteromorfit sa najčastejšie vyskytuje v asociácii s bournonitom a galenitom (obr. 5e) a vytvára s nimi hniezda v karbonátoch veľké do 1 cm. Elektrónovou mikroanalýzou sa zistili dva typy heteromorfitu. Prvý typ je chemickým zložením blízky teoretickému zloženiu s nulovým obsahom Cu a Ag. Pri sledovaní v odrazených elektrónoch sa prejavuje ako svetlejšia fáza, kým druhý typ má vyšší obsah Cu a Ag. Pri sledovaní v odrazených elektrónoch sa prejavuje ako tmavšia fáza (tab. 4; obr. 2). Obe dva typy sa zistili len v asociácii s galenitom a bournonitom, kým v asociácii s tetraedritom a ďalšími Pb-Sb sulfosolami sa identifikoval len heteromorfit s nulovým obsahom Cu a Ag.

Obr. 5. a – Inklúzie boulangeritu (svetlosivý) v bournonite (tmavosivý), SEM, b – zatlačanie antimonitu (tmavosivý) zinckenitom (svetlosivý), SEM, c – reliktu sfaleritu (tmavosivý) a pyritu (čierny) v tetraedrite (sivý) zatlačané sulfosolami (robinsonit, heteromorfit, jamesonit a bournonit – svetlosivé), SEM, d – tetraedrit (sivý) a sfalerit (tmavosivý) zatlačaný robinsonitom (svetlosivý) a heteromorfitom (biely), SEM, e – galenit (biely) a bournonit (tmavosivý) zatlačané robinsonitom a heteromorfitom (sivé), SEM, f – inklúzie gladitu (biely) a chalkopyritu (tmavosivý) v tetraedrite (sivý), SEM, g – agregát tetraedritu (sivý) zatlačaný robinsonitom (biely), SEM, h – ihlicovitý kryštál bizmutínu (biely) zatlačaný sekundárnymi minerálmi (svetlosivý) v tetraedrite (sivý), SEM.

Fig. 5. a – Inclusions of boulangerite (light grey) in bournonite (dark grey), SEM, b – stibnite (dark grey) is replaced by zinckenite (light grey), SEM, c – relics of sphalerite (dark grey) and pyrite (black) in tetrahedrite (grey) replaced by sulphosalts (robinsonite, heteromorphite, jamesonite and bournonite – light grey), SEM, d – tetrahedrite (grey) and sphalerite (dark grey) are replaced by robinsonite (light grey) and heteromorphite (white), SEM, e – galena (white) and bournonite (dark grey) are replaced by robinsonite and heteromorphite (grey), SEM, f – inclusions of gladite (white) and chalcopyrite (dark grey) in tetrahedrite (grey), SEM, g – robinsonite (white) replaces tetrahedrite (grey), SEM, h – crystal of bismutite (white) is replaced by Bi – secondary minerals (light grey) in tetrahedrite (grey), SEM.

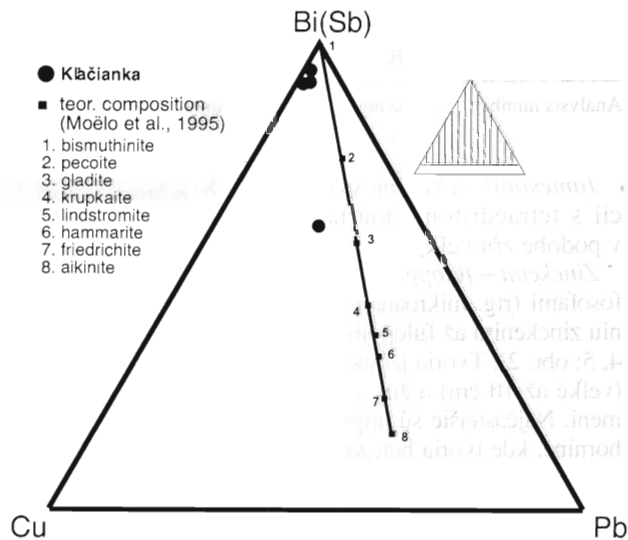
Tab. 6

Elektrónové mikroanalýzy (WDX) Cu-Pb-Bi(Sb) sulfosolí z Kľačianky

X-ray microanalyses of Cu-Pb-Bi(Sb) sulphosalts from Kľačianka

	1	2	3	4
wt. %				
S	20,02	19,88	19,54	16,45
Fe	0,01	0,01	0,23	0,19
Cu	0,72	1,67	1,54	5,60
Ag	0,04	0,00	0,07	0,78
Sb	8,31	7,32	7,10	4,74
Pb	1,00	1,19	1,76	19,10
Bi	67,90	70,31	69,39	51,29
Σ	98,00	100,48	99,63	98,16
at. %				
S	60,38	59,02	58,75	51,90
Fe	0,02	0,18	0,04	0,35
Cu	1,69	2,51	2,33	8,92
Ag	0,03	0,00	0,06	0,73
Sb	6,60	5,72	5,62	3,94
Pb	0,47	0,54	0,82	9,33
Bi	31,41	32,03	32,01	24,83

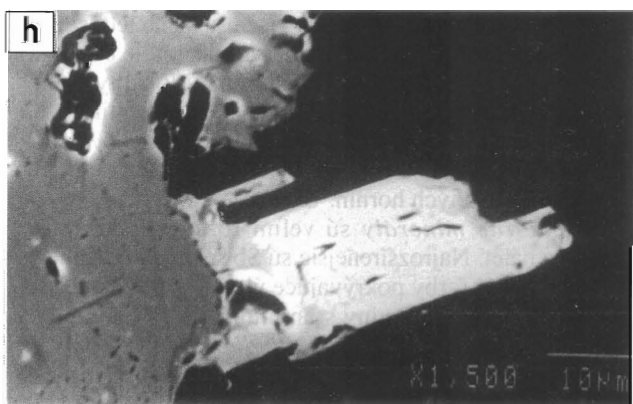
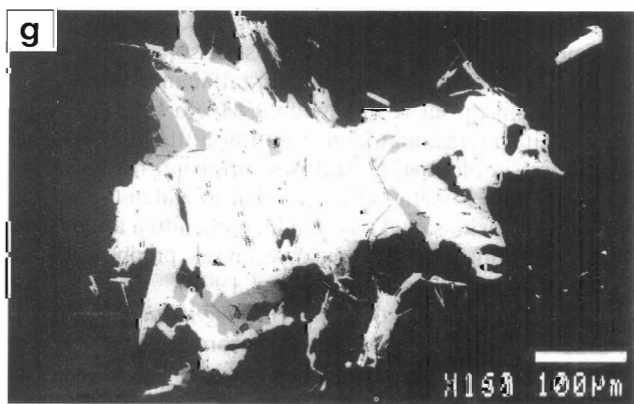
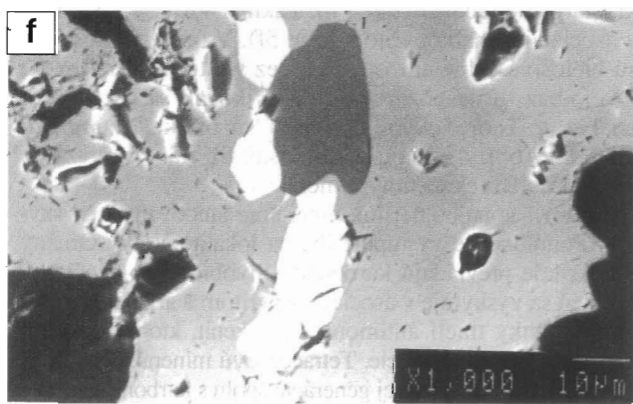
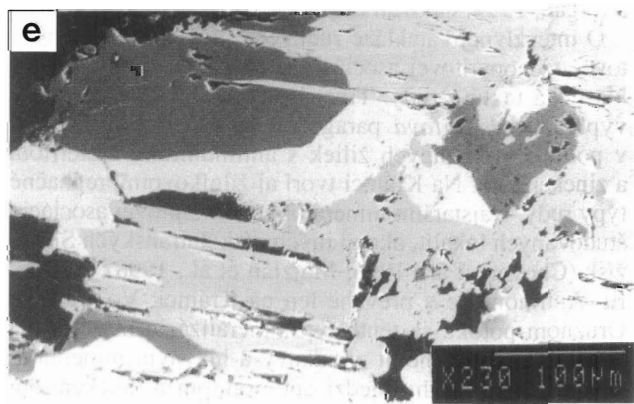
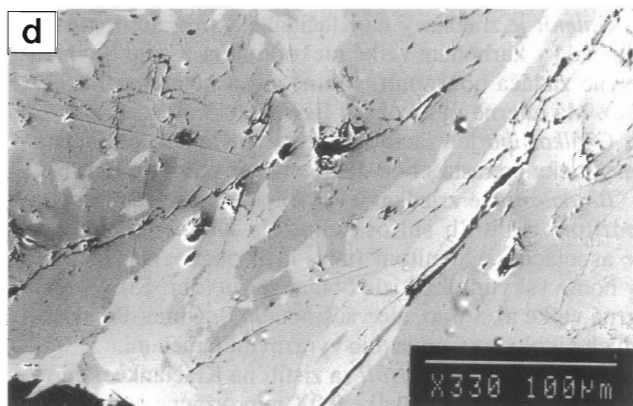
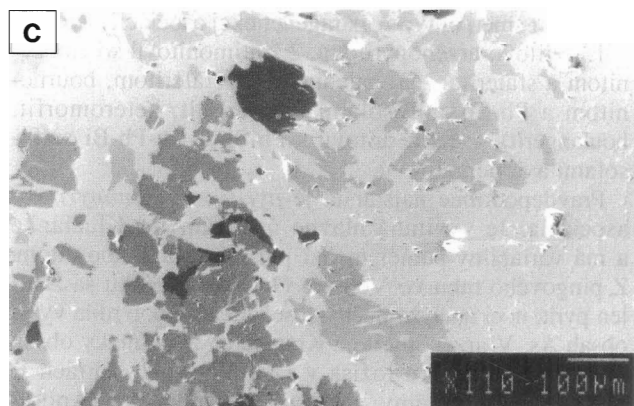
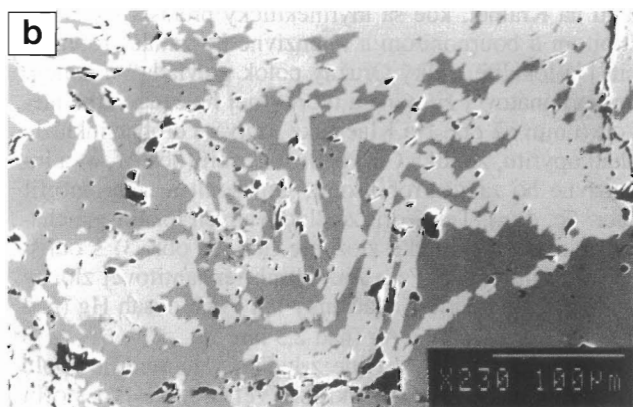
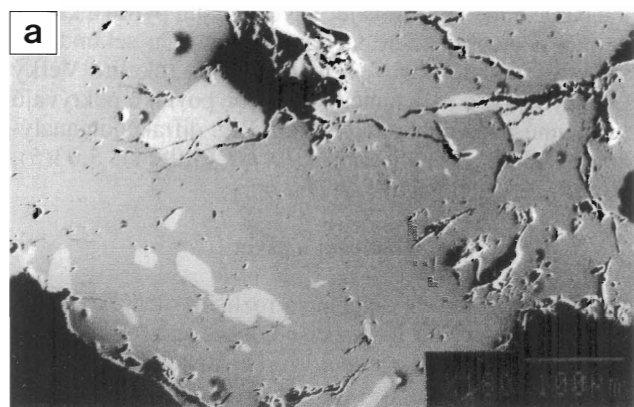
Analysis number: 1, 2, 3 – bismutinite, 4 – gladite



Obr. 4. Trojuholníkový diagram s priemetmi Cu-Pb-Bi sulfosolí (at. %) z Kľačianky.

Fig. 4. Composition of Cu-Pb-Bi (at. %) sulphosalts from Kľačianka.

Boulangerit sa v podobe uzavrenín v bournonite (obr. 5a) veľkých maximálne 0,2 mm (tab. 4; obr. 2) vzácné vyskytuje na Kľačianke.



Tetraedrit sa bežne vyskytuje na západnom pingovom ťahu na Krámcí, kde sa myrmekiticky prerastá s chalkostibitom a bournonitom a intenzívne ho zatláča robinsonit. Na lokalite Veľký Oružný potok prevláda v kremenno-karbonátovej žilovine a tvorí v nej hniezda veľké niekoľko mm až cm. Na Kľačianke uzatvára drobné inklúzie chalkopyritu, zriedka Cu-Pb-Bi sulfosolí (obr. 5f, h) a intenzívne ho zatláča robinsonit, jamesonit a heteromorfit (obr. 5c, d, g). Tetraedrit zo študovaných lokalít má charakteristické chemické zloženie (tab. 3, obr. 3) s odlišným obsahom Ag, Fe a Zn. Obsah tennantitovej zložky je nízky. Tetraedrit z Kľačianky má vyšší obsah Hg (nad 3 hm. %) a z Krámcia Ag (nad 2,5 hm. %).

Chalkopyrit sa vyskytuje zriedka, v tetraedrite spolu s Bi sulfosolami tvorí inklúzie veľké niekoľko stotín mm a vzácné lemuje zrná sfaleritu.

Galenit je zriedkavý na Kľačianke a so sfaleritom tvorí hniezda v karbonáte veľké niekoľko mm. Často ho intenzívne zatláča bournonit, robinsonit a heteromorfit (obr. 5e). Má mierne vyšší obsah Bi a Sb (tab. 4).

Chalkostibit je vzácny. Zistil sa na Krámcí, kde sa myrmekiticky prerastá s bournonitom a tetraedritom (tab. 5).

Bournonit je zriedkavý. Vystupuje v asociácii s tetraedritom a Pb-Sb sulfosolami. Na Kľačianke sa zistil v asociácii s galenitom (tab. 4, 5, obr. 5e). Vzácné sa v ňom vyskytujú inklúzie boulangeritu (obr. 5a). Vytvára zrná veľké až 5 mm, ale väčšinou do 0,1 mm. Pri skrížkových nikoloch sa prejavuje výraznými lamelami.

Cu-Pb-Bi(Sb) sulfosol sa zistili na Kľačianke, kde vytvárajú odmiešanky veľké 0,1 mm, vzácné aj ihlicovité kryštály v tetraedrite (obr. 5h). Takmer vždy sa vyskytujú v asociácii s chalkopyritom (obr. 5f). V odrazenom svetle sú bielosivé, silne anizotropné, bez vnútorných reflexov. Dvojnásobne sa nespozoroval. Identifikovali sa rtg. mikroskopickou analýzou. Teoretickým zložením sú blízke *bismutinu* a *gladitu* (obr. 4), majú vyšší obsah Sb (tab. 6) a vzácné ich zatláča Bi sekundárny minerál.

Kremeň je najhojnejším minerálom študovaných výskytov. Podradnejšie vystupuje iba na lokalite Veľký Oružný potok, kde prevládajú karbonáty. Sivo biely až sivočierny kremeň sa vyskytuje v asociácii s pyritom a arsenopyritom. Jeho úlomky tmelí antimonit a zinckenit, ktoré sprevádza kremeň mladšej generácie. Tetraedritovú mineralizáciu sprevádza kremeň najmladšej generácie spolu s karbonátom.

Karbonáty sú bežné v malom množstve. Pri Veľkom Oružnom potoku sú v prevahe a viaže sa na ne tetraedritová mineralizácia. Na rozhraní zŕn karbonátov je častá impregnácia pyritu a markazitu. Karbonáty lokality Veľký Oružný potok sa manometrickou analýzou identifikovali ako *ankerit* (17,70 wt.% FeO+MnO, 10,24 wt.% MgO, 28,04 wt.% CaO). Na Krámcí tvoria podstatnú časť okoložilných alterovaných hornín.

Sekundárne minerály sú veľmi rozšírené ako tenký povlak a nálet. Najrozšírenejšie sú Sb sekundárne minerály žltej a bielej farby pokrývajúce úlomky žiloviny a alterované okoložilné horniny s antimonitom. Vyskytujú sa hlavne na Krámcí a Kľačianke. *Bindheimit*, ktorý vytvára žltobiely zemitú masu na rudnej halde Veľkého Oružného potoka, sa identifikoval rtg. difrakčnou analýzou (3,1(2),

3,03(6), 2,62(10), 1,87(1)). Veľmi rozšírené sú aj Fe sekundárne minerály vznikajúce zvetrávaním pyritu a karbonátov. V menšej miere sú zastúpené aj Cu sekundárne minerály zelenej farby, a to hlavne na lokalite Veľký Oružný potok a na Krámcí. V podobe povlaku pokrývajú kremenú žilovinu s tetraedritom. Rtg. difrakčnou analýzou sa identifikovali ako *malachit* (5,98(4), 5,03(5), 3,69(4), 2,99(1), 2,85(3), 2,77(1)).

Diskusia a záver

Na študovaných lokalitách sa rozlíšilo niekoľko minerálnych paragenetických asociácií, ktoré sa však zvyčajne nevyskytovali spolu v jednej vzorke. Vekový vzťah paragenetických asociácií sa určil štúdiom mikrotextúry a makrotextúry a analogicky (Chovan et al., 1996, a i.). Vyčlenili sme päť typov paragenetickej asociácie, a to

1. pyritovo-arsenopyritovú, 2. antimonitovú so zinckenitom a sfaleritom, 3. galenitovú so sfaleritom, bournonitom a Pb-Sb sulfosolami (robinsonit, heteromorfit, boulangerit), 4. tetraedritovú s Pb-Sb a Cu-Pb-Bi sulfosolami a 5. hematitovú.

Pravdepodobne najstaršia je *pyritovo-arsenopyritová* asociácia. Je vyvinutá hlavne na Krámcí a Kľačianke a má variabilný pomer medzi pyritom a arsenopyritom. Z pingového ťahu vo Veľkom Oružnom potoku sa zistil len pyrit, hoci analýza riečnych sedimentov potvrdila vyšší obsah As. V arsenopyrite z Krámcia sa zistil nízky obsah Au. Z iných Sb-Au ložísk v Ďumbierskych Tatrách je v arsenopyrite známy obsah až 100 ppm Au (Andraš a Ragan, 1995; Chovan et al., 1996).

O intenzívnej katakláze rudných telies po vzniku pyritovo-arsenopyritovej asociácie svedčí brekciovitá a kataklastická textúra rudy. Tmel jej brekcií a pukliny v nej vyplňa *antimonitová* paragenetická asociácia, vyvinutá v podobe kremených žiliek s antimonitom, sfaleritom a zinckenitom. Na Krámcí tvorí aj žilnikovoimpregnačné typy rudy. Najstarším minerálom antimonitovej asociácie študovaných lokalít, ako aj iných nízkotatranských Sb ložísk (Chovan et al., 1996; Majzlan et al., 1998) je sfalerit. Antimonit je v prevahe len na Krámcí. Vo Veľkom Oružnom potoku sa tento typ mineralizácie nezistil. Na Kľačianke je antimonit zriedkavý a hlavným minerálom je zinckenit. Vzťahy medzi antimonitom a zinckenitom dokazujú, že zinckenit vznikal až po kryštalizácii antimonitu za vzniku textúr zatláčania (obr. 5b). Na tejto lokalite sme identifikovali aj galenit a sulfosol s vyšším pomerom Pb/Sb. Podobnú textúru zatláčania antimonitu zinckenitom opísal Kosakevitch a Mošlo (1982). Vznik zinckenitu metasomatózou z antimonitu a nasledujúci vznik vyššie olovnatých sulfosolí pripisujú rastu obsahu Pb vo fluide. Lokálne môže vzniknúť až galenit. Na dúbavskom ložisku sa vekový vzťah zinckenitu a antimonitu nepodarilo presvedčivo preukázať, avšak predpokladá sa, že je starší ako antimonit (Chovan, 1990).

Minerálna paragenetická asociácia *galenit – sfalerit – Pb-Sb sulfosol* (s vysokým pomerom Pb/Sb – heteromorfit, boulangerit a robinsonit) zistená na Kľačianke je detailne opísaná z Magurky (Chovan et al., 1995). Naj-

významnejší výskyt galenitovej mineralizácie v Nízkych Tatrách na ložisku Jasenie-Soviarsko je charakteristický veľkou prevahou galenitu a prítomnosťou sfaleritu, tetraedritu, bournonitu, boulangeritu a meneghinitu (Luptáková, 1999). Dôkazy o mladšom veku galenitovej mineralizácie oproti antimonitovej uvádza z banských diel ložiska Dve vody Kantor (1948). Galenit sa tam vyskytuje so sfaleritom, Pb-Sb sulfosolami, pyritom a ďalšími zriedkavými minerálmi (Chovan a Majzlan, 1997).

Tetraedritová paragenetická asociácia je charakteristická prevahou tetraedritu a prítomnosťou bournonitu, robinsonitu, heteromorfitu, jamesonitu, chalkostibitu, chalkopyritu a markazitu. Analogicky (Chovan, 1990; Chovan et al., 1996) predpokladáme, že tetraedritová asociácia je mladšia ako antimonitová.

Rtg. mikroanalýzy tetraedritu z tejto minerálnej asociácie potvrdili podobnosť s tetraedritom z iných Sb mineralizácií Nízkych Tatier alebo miernu odlišnosť v obsahu Ag, Fe a Zn. Iný je tetraedrit z Kľačianky, pretože obsahuje vyše 3 hm. % Hg. Vyšší obsah Hg je typický pre tetraedrit zo sideritových mineralizácií (Rojkovič in Cambel a Jarkovský, red., 1985).

Výskyt *Pb-Sb (Bi, Cu) sulfosolí* sa viaže na viaceré minerálne paragenetické asociácie. Ojedinelý je výskyt jamesonitu v asociácii s tetraedritom na Kľačianke. Z dúbavského ložiska ho opísal Matherný (1956), ale novšie práce ho zo severnej časti Ďumbierskych Tatier nepotvrdili. Podobne ako na ložisku Dúbrava aj na Kľačianke je zinckenit najrozšírenejšou sulfosolou asociujúcou s antimonitom. Z Dúbravy sú známe dva typy zinckenitu, a to $PbSb_2S_4$ a $Cu_yPb_{9-y}Sb_{22-y}S_{42}$ ($0 < y < 1$) (Chovan et al., 1998). Na Kľačianke sa zistil iba jeden typ zinckenitu (s vyšším obsahom Cu), ale raritou je výskyt dvoch typov heteromorfitu v asociácii s galenitom. Prvá fáza je blízka teoretickému zloženiu heteromorfitu a druhá fáza predstavuje heteromorfít so zvýšeným obsahom Cu a Ag na úkor Pb. Dúbavské ložisko je charakteristické výskytom sulfosolí s nízkym pomerom Pb/Sb v asociácii s antimonitom (Chovan et al., 1998), ktoré sú v rovnakej asociácii typické aj pre Kľačianku (fúlöppit, zinckenit), ako aj pre Magurku (Chovan et al., 1995). Vysoký pomer Pb/Sb v sulfosoliach je naopak charakteristický pre asociáciu s galenitom. Prejavuje sa prítomnosťou boulangeritu, heteromorfitu a pod. a je príznačný pre Kľačianku aj Magurku (Chovan et al., 1995) alebo Jasenie-Soviarsko (Luptáková, 1999).

Kľačianka sa vyznačuje vyšším obsahom Bi v Pb, Sb sulfidoch a sulfosoliach, čo sa prejavilo vznikom samostatných Bi minerálov (bizmutínu a gladiu) patriacich medzi sulfosoli bizmutínovo-aikinitového radu. Tvorí myrmekitické textúry v tetraedrite spolu s chalkopyritom a pravdepodobne vznikli ako produkt odmiešania tuhých fáz. Majzlan a Chovan (1997) chalkopyritovo-tetraedritovú asociáciu s Cu-Pb-Bi sulfosolami z Mlynnej doliny porovnávajú so sulfidickou paragenézou sideritových mineralizácií vo Vyšnej Boci (Ozdín, 1996; Majzlan a Ozdín, 1995). Sulfosoli bizmutínovo-aikinitového radu s vyšším obsahom Cu v sideritovej mineralizácii v Bacúchu zistil Přek (1999).

V okolí Mestskej hory je veľmi rozšírená *hematitová mineralizácia*. Hematit v podobe tenkého povlaku a žiliel vyplňa pukliny v granitoidoch. Ide o mladšiu hydrotermálnu mineralizáciu, ktorá preniká do obalového mezozoika a je známa z mnohých lokalít v Ďumbierskych Tatrách (Chovan et al., 1996). Charakter inkludovaných fluid hematitovej mineralizácie z Jasenia-Soviarska uvádza Luptáková (1999).

Podakovanie. Ďakujeme Mgr. D. Ozdínovi, Dr. P. Šimanovi a Dr. Stankovičovi za vykonanie elektrónových mikroanalýz, Dr. Šamajovej za rtg. difrakčné analýzy, V. Szabadovej za prípravu nábrusov a výbrusov a L. Osvaldovi za fotografickú dokumentáciu. Výskum sa financoval zo zmluvnej úlohy s EnviGeo, s. r. o., Banská Bystrica a z grantovej úlohy VEGA 1/5218/98.

Literatúra

- Andráš, P. & Ragan, M., 1995: Sulfidické rudy s neviditeľným zlatom na Slovensku. *Mineralia Slov.*, 27, 57–63.
- Bakoš, F., 1998: Mineralógia hydrotermálnej mineralizácie na SV od Magurky (Nízke Tatry). [Diplomová práca.] *Manuskript – archív KMaP PF UK, Bratislava*, 100.
- Biely, A., (red.) 1992: Geologická mapa Nízkych Tatier 1 : 50 000. *SGÚ-GÚĎS, Bratislava*.
- Biely, A. & Bezák, V., (red.) 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Tatier 1 : 50 000. *Vyd. D. Šúra, GSSR, Bratislava*, 232.
- Cambel, B. & Jarkovský, J., 1985: Rudnianske rudné pole – geochemicko-metalogenetická charakteristika. *Bratislava, Veda*, 363.
- Gubač, J., 1980: O geochemickej prospekcii antimonu v Ďumbierskom pásme Nízkych Tatier. In: *Pecho, J. (Ed.): Antimónové rudy Československa. Bratislava, GÚĎS*, 89–101.
- Chovan, M., 1990: Mineralogical – paragenetical relationships on the Dúbrava Sb – deposit and their significance for metalogenesis of the Nízke Tatry Mts. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 45, 89–101.
- Chovan, M., Póč, I., Jancsy, P., Majzlan, J. & Krištín, J., 1995: Sb–Au (As–Pb) mineralizácia ložiska Magurka, Nízke Tatry. *Mineralia Slov.*, 27, 397–406.
- Chovan, M., Slavkay, M. & Michálek, J., 1996: Ore mineralizations of the Nízke Tatry Mts. (Western Carpathians, Slovakia). *Geologica Carpathica*, 47, 371–382.
- Chovan, M., Majzlan, J. & Bakoš, F., 1997: Mineralógia na úlohe Klinisko – Partizánska Lupča (č. 14-73), prejavy rudnej mineralizácie na Rišianke, Malom Železnom a vo Veľkej Oružnej v Nízkych Tatrách. [Záverečná správa.] *Manuskript – archív KMaP PF UK, Bratislava*, 70.
- Chovan, M., Majzlan, J., Ragan, M., Šiman, P. & Krištín, J., 1998: Pb-Sb and Pb-Sb-Bi sulphosalts and associated sulphides from Dúbrava deposit, Nízke Tatry Mts. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 53, 37–49.
- Jakeš, P., 1962: Příspěvek k poznání antimonitových žil na ložisku Dúbrava v Nízkých Tatrách. [Diplomová práca.] *Manuskript – archív Geofond, Bratislava*, 109.
- Kantor, J., 1948: Antimonit na Dvoh Vodách (predbežná správa). *Manuskript – archív Geofond, Bratislava*, 58.
- Kosakevitch, A. & Moëlo, Y., 1982: Le plomb dans les gisements d'antimoine du Maroc central expression minéralogique, type paragenétique, signification géochimique. *Chron. Mines Rech. min. (Paris)*, 467, 33.
- Kubíny, D., (red.) 1971: Slovensko Sb – štúdiá. *Manuskript – archív Geofond, Bratislava*, 220.
- Lehotský, I., 1973: Čiastková záverečná správa geologického výskumu tatridného kryštalinika v Nízkych Tatrách. *Manuskript – archív Geofond, Bratislava*, 74.
- Lisý, E., 1957: Nízke Tatry – prospekcia, vyhľadávací prieskum. [Ročná správa.] *Manuskript – archív Geofond, Bratislava*, 18.
- Luptáková, J., 1999: Pb, Zn, Cu, Sb hydrotermálna mineralizácia na lokalite Jasenie-Soviarsko (Nízke Tatry). [Diplomová práca.] *Manuskript – archív KMaP PF UK, Bratislava*, 74.

- Majzlan, J. & Ozdín, D., 1995: Cu-Pb-Bi sulfosoli z Nízkych Tatier. *Mineralia Slov.*, 27, 290–292.
- Majzlan, J. & Chovan, M., 1997: Hydrotermálna mineralizácia v Mlynnej doline, Nízke Tatry. *Mineralia Slov.*, 29, 149–158.
- Majzlan, J., Chovan, M. & Michálek, J., 1998: Rudné telesá na Rišianke a Malom Železnom: Minerálne zloženie a paragenéza. *Mineralia Slov.*, 30, 52–60.
- Makovicky, E., 1989: Modular classification of sulphosalts – current status. Definition and application of homologous series. *Neu. Jb. Mineral., Abh.; Mh.*, 160, 3, 269–297.
- Matherný, M., 1956: Jamesonit z Dúbravy. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 7, 268–280.
- Michálek, J., 1988: Záverečná správa úlohy Nízke Tatry (11740064). *Manuskript – archív Geofond, Bratislava*, 237.
- Michálek, J., 1998: Geologická stavba a rudná mineralizácia v okolí ložiska Magurka. *Mineralia Slov.*, 30, 44–52.
- Moëlo, Y., Roger, G., Maurel-Palacin, D., Marcoux, E. & Laroussi, A., 1995: Chemistry of some Pb-(Cu, Fe)-(Sb, Bi) sulphosalts from France and Portugal. Implications for the crystal chemistry of lead sulphosalts in the Cu-poor part of the Pb_2S_2 - Cu_2S - Sb_2S_3 - Bi_2S_3 system. *Mineral. Petrology*, 53, 229–250.
- Ozdín, D., 1996: Sideritová mineralizácia v okolí Vyšnej Boce. [Diplomová práca.] *Manuskript – archív KMaP PF UK, Bratislava*, 150.
- Pršek, J., 1999: Rudné mineralizácie v okolí obce Bacúch. [Diplomová práca.] *Manuskript – archív KMaP PF UK, Bratislava*, 101.
- Slavkay, M. & Chovan, M., 1996: A review of metallic ore mineralizations of the Nízke Tatry Mts. In: *Grecula, P. (Ed.): Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt. Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava*, 239–250.
- Smirnov, A., 1998: Rudné mineralizácie v okolí Nižnej Boce. [Práca v rámci ŠVK.] *Manuskript – archív KMaP PF UK, Bratislava*, 51.
- Sombathy, L., 1969: Správa o archívnom výskume antimonitového ložiska Dúbrava a jeho širšieho okolia v Nízkych Tatrách. *Manuskript – archív Geofond, Bratislava*, 232.

DISKUSIA

K otázke vysokoželezitých rúl pri Kokave nad Rimavicou; diskusia k článku M. Radvanec (2000) Metapelit, amfibolová bridlica a vznik magnetitovo-grafitovej mineralizácie vo veporiku pri Kokave nad Rimavicou

MARTIN KOVÁČIK

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

(Doručené 29. 2. 2000)

Bezprostrednou pohnútkou napísať tieto riadky je článok M. Radvanca (2000) v minulom čísle časopisu *Mineralia Slovaca*. Zdá sa, že účelovo chápaný liberalizmus si nachádza miesto aj v slovenskom geologickom výskume. Pisateľ si takto môže voľne publikovať svoje názory bez ohľadu na objektívnu skutočnosť či mieru vynaloženej práce na riešenie problematiky. Ide tu nielen o odbornú, lež aj o etickú rovinu. Keďže tzv. kokavský skarn je pozoruhodnou geologicko-mineralogickou lokalitou, je potrebné dať širšej geologickej verejnosti niekoľko spresňujúcich informácií.

Predmetná magnetitová ruda sa neťažila a ložisková rekognoskácia v 30. a vyhľadávací prieskum v 50. rokoch zhodnotili surovinu ako málo perspektívnu. Podobne nepresné je aj geologické zaradenie, lebo skúmané polohy sa nenachádzajú v klenoveckom komplexe alebo v klenoveckom pásme (?), ale v tzv. hybridných granitoidoch – migmatitoch tzv. kráľovohorského pásma (Bezák, 1982; Klíneč, 1966) alebo v málineckom pásme (Kamenický in Maheľ et al., 1967). Základné geologické a petrografické údaje (napr. akumulácia apatitu, výskyt Fe amfibolov, prítomnosť grafitických kvarcitov atď.) sumarizuje správa Zoubka a Nemčoka (1951), ktorí sa v otázke genézy prikláňajú k názoru, že ide o regionálne metamorfované ložisko sedimentárnej železnej rudy. Tento náhľad prijíma väčšina neskorších prác (napr. Korikovskij et al., 1989; Slavkay et al., 1995; Kováčik, 1998). Gubač (1957) predpokladá, že magnetitová mineralizácia vznikala pneumatolyticko-metasomatickým pôsobením granitov na ruly ílovcového pôvodu. M. Radvanec považuje vysokoželezité horniny na základe nálezu asociácie kalcitu a sideritu, ktoré sú uzavreté v agregáte granátov (obr. 4), za produkt metamorfozy Fe karbonátových polôh. Aj takto zdôvodňovaná genéza je však ťažko akceptovateľná z viacerých dôvodov. Karbonát totiž možno pokladať za sekundárny minerál, ktorý sa nezriedka vyskytuje v petrografickej štruktúre metamorfovaných hornín kryštalinika. To, že popri prevládajúcom kalcite vznikol aj siderit, sa dá v tomto prípade pripísať najskôr vysokoželezitému protolitu. Vcelku však – bez ohľadu na materskú horninu –

prítomnosť fáz sideritu nie je v zmesi karbonátov hydrotermálneho pôvodu ojedinelá. Reliktný karbonát (M. R.) vyvoláva tiež otázku, ako sa pri neskoršej metamorfoze uplatňovali zložky z kalcitu, keď predmetné horniny (okrem minoritného apatitu) prakticky neobsahujú nijaký minerál obohatený o Ca. Výskyt magnetitu a/alebo gruneritu sa viaže skôr na protolit s vyšším podielom pelitickéj zložky ako odzrkadľuje aj prevaha granátu a biotitu v zložení horniny. Minerálne asociácie obsahujúce grunerit môžu byť produktom metamorfozy druhotných (napr. diagenetických) karbonátov (podobne Korikovskij a kol., 1989), ktoré sú bežnou súčasťou väčšiny akumulácií ferolitov, ale to nie je argumentom na generálne hodnotenie protolitu.

M. Radvanec ďalej uvažuje, že „kokavský skarn“ je litostratigrafickým ekvivalentom telies Fe karbonátov a čiernych bridlíc v betliarskom súvrství (tzv. holecké vrstvy), čo pokladá za ďalší argument v prospech previazanosti obidvoch západokarpatských megajednotiek, aj keď s nerovnakým stupňom metamorfozy. Fe formácie sa všeobecne vyznačujú príbuzným litologicko-minerálnym inventárom, a tak by sa naznačeným spôsobom mohol kokavský výskyt korelovať aj s mnohými polohami v moldanubiku alebo i s mezozoickými Fe akumuláciami u nás a pod. Korelácia s holeckými vrstvami je, popri geologických dôvodoch, sporná i z hľadiska odlišného okolohorninového prostredia, ako aj preto, že tu prevažuje kryštalický vápenec a Fe-Mg karbonáty nad sideritom (Grecula, 1982; Grecula et al., 1995).

Hodnotenie metamorfozy ako jednoaktového procesu je taktiež veľmi otázne. Tak sa spoločne dostávajú do deviatich rovnovážnych reakčných rovníc prakticky všetky minerály zastúpené vo výbruse, dokonca sú zmiešané minerálne asociácie z dvoch odlišných hornín – z granatickej ruly a magnetitovej bridlice. Minerálnu náplň M. Radvanec považuje buď za relikty protolitu, alebo za metamorfne produkty. Napríklad sulfoarzenit a chalkopyrit sú predmetamorfneho pôvodu, kým pyrotín patrí do základnej metamorfnej minerálnej asociácie. Ale zo štúdia pyrotínu zo sledovanej lokality (Kantor a Ďurkovičová, 1977) vychodí, že má monoklinickú štruktúru (podľa M. R. hexagonálnu), čiže je nízkoteplotného hydrotermálneho

Literatúra

pôvodu a často vytvára pseudomorfózy po magnetite (Gubač, 1957). Ak má M. Radvanec iný pohľad na sulfidnú mineralizáciu, bolo by vhodné problematiku podrobne konfrontovať najmä s prácami zameranými na rudnú problematiku. Zovšeobecňovanie metamorfózy na progresívnu a regresívnu vetvu je v rozpore so všeobecne prijímanou predstavou o polymetamorfných dejoch, ktoré v danej oblasti predstavuje základná regionálna metamorfóza, hercýnske periplutonické prejavy a alpínska tektonometamorfóza, po ktorej často nasledovali hydrotermálne procesy.

Publikačne pertraktovať genézu amfibolickej bridlice nemožno pokladať za seriózne a podobne je to aj s hodnotením p-T podmienok metamorfózy (porovnaj Korikovskij et al., 1989; Kováčik, 1998). Exaktné zisťovanie metamorfných podmienok a p-T dráhy je v systémoch obohatených o Fe veľmi orientačné, najmä pre široké pole stability spomínaných vysokoželezitých minerálov (napr. Fonarev, 1985; Lattard a Evans, 1992; Miyano a Klein, 1986). Riešiť zložitú petrogenetickú históriu termodynamickými výpočtami a vykreslením metamorfnej dráhy pomocou dostupného softvéru vedie za daných okolností k hrubému zjednodušovaniu. Je pozoruhodné, ako sa dá jednostrannou aplikáciou programu Minpet a Geocalc napísať článok, a to bez uvedenia základných prác z oblasti metamorfózy železných formácií.

Tieto poznámky nemajú úmysel prostredníctvom polemiky s autorom prezentovať tú „správnu“ interpretáciu alebo spochybňovať programy zaoberajúce sa petrologickými výpočtami. Skôr chceme vyjadriť presvedčenie, že zodpovedná analýza problematiky, trpezlivosť argumentácia a fundovaná diskusia majú aj v petrologicky orientovaných prácach stále svoje miesto.

- Bezák, V., 1982: Komplexy metamorfítov a granitoidov v kohútskom pásme veporid. *Geol. Práce, Spr.*, 78, 65–70.
- Fonarev, V. I., 1985: Experimental study of equilibria involving Fe-Mg solid solutions, geological thermo-baro-oxometry. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 36, 597–617.
- Grecula, P., 1982: Gemerikum – segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Mineralia Slov. – Monogr., Alfa, Bratislava*, 263.
- Grecula, P. et al., 1995: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. Zv. 1. *Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava*, 829.
- Gubač, J., 1957: Paragenéza skarnového ložiska pri Kokave nad Rimavicou. *Geol. Práce, Zpr., Bratislava*, 11, 89–99.
- Kantor, J. & Ďurkovičová, J., 1977: Izotopové zloženie síry a štruktúrne modifikácie pyrotínov zo sulfidických ložísk rôznych genetických typov. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochem.*, 3, 7–56.
- Korikovskij, S. P., Dupej, J. & Boronichin, V. A., 1989: Vysokoželezité metasedimenty z Kokavy nad Rimavicou (veporikum). *Mineralia Slov.*, 21, 251–258.
- Kováčik, K., 1998: Príspevok k petrogenéze územia. In: *Petro. M. (Ed.): Kokava nad Rimavicou – grafit. Manuskript – archív Geofond Bratislava*, 1–25.
- Lattard, D. & Evans, B. W., 1992: New experiments on the stability of grunerite. *Eur. J. Miner.*, 4, 219–238.
- Maheľ, M., Kamenický, J., Fusán, O. & Matějka, A., 1967: Regionální geologie ČSSR – Západní Karpaty (díl II, sv. 1.). *Vyd. ÚUG a ČSAV Praha*, 496.
- Miyano, T. & Klein, C., 1986: Fluid behavior and phase relations in the system Fe-Mg-Si-C-O-H: application to high grade metamorphism of iron-formations. *Amer. J. Sci.*, 286, 540–575.
- Radvanec, M. (2000): Metapelit, amfibolová bridlica a vznik magnetitovo-grafitovej mineralizácie vo veporiku pri Kokave nad Rimavicou. *Mineralia Slov.*, 32, 1–16.
- Slavkay, M., Beňka, J. & Gargulák, M., 1995: Popis ložiska a výskytov nerastných surovín Slovenského rudohoria, západ. *Manuskript – archív GSSR*, 177.
- Zoubek, V. & Nemček, A., 1951: Zpráva o magnetitovom ložisku pri Kokave nad Rimavicou. *Manuskript – archív GUDŠ*, 13.

Odpoveď Dr. M. Kováčikovi na jeho: K otázke vysokoželezitých rúd pri Kokave nad Rimavicou

MARTIN RADVANEČ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Markušovská cesta 1, 052 40 Spišská Nová Veš
radvanec@gsrscnv.sk

(Doručené 29. 9. 2000)

Radvanec (2000) vo svojej štúdii oblasť výskytu grafitovej a magnetitovo-granátovej mineralizácie chybné zaradil do klenoveckého komplexu. Podľa geologickej mapy táto oblasť patrí do hydridnej zóny (Bezák et al., 1999). Za nesprávne zaradenie sa autor ospravedlňuje.

Poznámky k využívaniu magnetitových rúd pri Kokave nad Rimavicou

O využívaní magnetitových rúd pri Kokave nad Rimavicou je málo údajov. Sú to

1. Anonymus?, 1911: Správa o výskyte magnetitu, ktorý

sa nachádza v Gemerskej župe v chotári obce Rimavská Kokava. *Manuskript – archív GSSR, Bratislava*.

2. Bender, E., 1915: Správa o výskyte magnetitu v chotári obce Rim. Kokavy, vlastníctvo Füzü Rudolfa a spol., ponúknuté k predaju. *Manuskript – archív GSSR, Bratislava*.

Tieto práce dokazujú záujem o využívanie magnetitových rúd a podľa objemu a veľkosti hald, ako aj stupňa rozfárbenia v západnej časti pruhu magnetitových šošoviek v údolí Kokavy sa dá spoľahlivo vypočítať, že sa na mieste nehaldovala všetka vyrúbaná ruda, ale jej časť sa

odvážala na spracovanie inde. Ruda sa isto ťažila vo východnej časti výskytu šošoviek na sz. okraji Kokavy nad Rimavicou na pravom brehu Rimavice. Ťažila sa gosanova – limonitová ruda v dvoch povrchových dobývkach v smernej dĺžke 100–150 m. Nešlo o rozsiahlu ťažbu, ale ťažba to bola. Dokladom o ťažbe a spracúvaní rudy je aj troška neďaleko dobývok pri Rimavici. V minulosti tam musela stáť menšia zhutňovacia pec. Písomné údaje o týchto prácach nie sú.

Termín kokavský skarn

Dr. M. Kováčik (ďalej M. K.) v texte poznámky či príspevku Ešte raz k otázke vysokoželezitých rúl pri Kokave nad Rimavicou nazval granátovo-magnetitovú mineralizáciu s grafitom „kokavským skarnom“. Výskyt skarnu v tejto oblasti prvý spochybnil Zoubek a Nemčok (in Korikovskij et al., 1998) a skarn v tradičnom chápaní sa tam nezistil ani prvým exaktným petrologickým výskumom magnetitovej mineralizácie, ktorý urobil Korikovskij et al. (1989). To, čo sa neprijateľne označuje ako „kokavský skarn“, Korikovskij et al. (1989) pomenovali presnými petrograficko-petrologickými termínmi; a to gruneriticko-granatická a magnetiticko-gruneriticko-granatická kryštalická bridlica alebo biotiticko-magnetiticko-granatická bridlica s variabilným obsahom apatitu. Pri názve horniny vychádzal Korikovskij et al. (1989) z toho, že v metamorfite sú petrograficky pozorovateľné reliktu minerálov (chloritu) zo sedimentu a je v ňom zreteľne viditeľná bridličnatosť, ktorá zrejme odráža primárnu sedimentárnu textúru, zvýraznenú potom regionálnou metamorfózou. Rovnaký náhľad na metamorfne zvýraznenie primárnej textúry bridličnatosti má aj Mudráková (in Petro, 1998) a Radvanec (2000), ktorý to podobne ako Korikovskij et al. (1989) vyjadril v názve hornín od Kokavy; a to magnetitovo-granátová bridlica, metapelit, amfibolová bridlica a metakremenec s grafitom.

Ďalší prázdny názov „vysokoželezité ruly“ priamo v titulku poznámky alebo príspevku M. K. obsah magnetitovo-granátovej bridlice nevyjadruje. Nepochybujem o tom, že M. K. vie, že všetky druhy kryštalickej bridlice sú ekvivalentom alebo súčasťou pojmu „rula“ (Svoboda, 1983). V sledovanej oblasti je petrograficky a petrologicky oveľa správnejšie hovoriť o kryštalickej bridlici, pretože nie všetky druhy metamorfitu v tejto oblasti obsahujú K živec a plagioklas. Napr. K živec a plagioklas amfibolová bridlica a sledovaná magnetitovo-granátová bridlica neobsahujú (tab. 1 a 3; Radvanec, 2000). Prítomnosť K živca a plagioklasu limituje používanie názvu rula. V magnetitovo-granátovej bridlici sa tieto minerály nevyskytujú (tab. 1; Radvanec, 2000). Názov bridlica je namieste aj preto, že sa v sledovanom metamorfite zachoval aj významný podiel minerálov z protolitu (Korikovskij et al., 1989; alebo obr. 3, 4, 5, 10 a 11, tab. 5 a 6 u Radvanca, 2000). Teplota regionálnej metamorfózy vo svojom vrchole v oblasti Kokavy nad Rimavicou neprekročila hodnotu 600 °C (Radvanec, 2000). Vo vzorke KR-300/2 je 420–460 °C, vo vzorke KR-300/1 550–570 °C a najvyššia teplota (590–600 °C) sa zistila vo vzorke KR-

-304/1 (obr. 3; Radvanec, 2000). Pri predchádzajúcom nezávislom výskume sa zistila teplota metamorfózy 550–580 °C (Korikovskij et al., 1989). Pri obidvoch výskumoch sa konštatovala rovnaká teplota metamorfózy a obidve štúdie veľmi zrozumiteľne opisujú postup, ako autori k takýmto výsledkom dospeli (Korikovskij et al., 1989; Radvanec, 2000). M. K. tvrdí, že teplota metamorfózy v magnetitovej mineralizácii bola 600 ± 50 °C (Kováčik, 2000), ale toto svoje tvrdenie bližšie nevysvetľuje a neuvádza ani postup, ako túto teplotu zistil. Takýto údaj Kováčik (in Petro, 1998) nemá ani vo svojej predchádzajúcej práci. Z toho vychodí, že niektorým autorom (M. K.) stačí vyhlásiť, že je to tak a stačí to aj oponentom či garantom pracujúcim pre vedecké periodikum Mineralia Slovaca. Výskum robí asi netreba. M. K. mal isto na mysli seba, keď napísal: „Pisateľ si môže voľne publikovať svoje názory bez ohľadu na objektívnu skutočnosť či mieru vynaloženej práce na riešenie problematiky. Ide tu nielen o odbornú, lež aj o etickú rovinu.“ Pravdivosť tejto sentencie dokázal M. K. napríklad tým, že vo svojej práci (Kováčik, 2000) necituje predchádzajúcu štúdiu Radvanca (2000) o sledovanej oblasti a neunúva sa ani vysvetliť postup, ako sa dopracoval k výsledkom vo svojom dva a pol stranovom „pojednaní“ o petrogenetickej a minerogenetickej analýze grafitových metakvarcitov a rúl bohatých na magnetit pri Kokave nad Rimavicou (Kováčik, 2000).

K nepresnosti citácie

V príspevku M. K. Ešte raz k otázke vysokoželezitých rúl pri Kokave nad Rimavicou som zistil niekoľko výmyslov, od ktorých sa zásadne dištancujem: „M. Radvanec považuje vysokoželezité horniny na základe nálezu asociácie kalcitu a sideritu, ktoré sú uzavreté v agregáte granátov (obr. 4), za produkt metamorfózy Fe karbonátových hornín.“

a) Radvanec (2000) v skúmanej oblasti nezistil nijaké vysokoželezité horniny. Prípona -itý sa používa pri výskyte Fe v trojmocnej forme. Granát, grunerit, chlorit, biotit, ilmenit v magnetitovo-granátovej bridlici neobsahujú trojmocné Fe a magnetit má bilanciu dvojmocného a trojmocného Fe rozdelenú vo väzbe minerálu v pomere $\text{Fe}^{2+} = 1$ a $\text{Fe}^{3+} = 2$ (tab. 5; Radvanec, 2000). Bilancia Fe^{3+} nie je v porovnaní s bilanciou Fe^{2+} v magnetitovo-granátovej bridlici podstatná a Fe^{2+} bilanciu Fe^{3+} v celej hornine vysoko prekračuje (tab. 5; Radvanec, 2000). M. K. odporúčam, aby v budúcnosti používal názov „železnatá hornina“, pretože prípona -natý vyjadruje dominantnú dvojmocnú väzbu Fe v mineráloch magnetitovo-granátovej bridlice pri Kokave nad Rimavicou oveľa lepšie.

b) Radvanec (2000) veľmi názorne odvodil vznik almandínu od metamorfnej reakcie $\text{Fe chlorit} + \text{kremeň} = \text{almandín} + \text{voda}$ (reakcia b) a minerálnej asociácie $\text{annit} + \text{almandín} + \text{voda}$ v magnetitovo-granátovej bridlici od protolitovej minerálnej asociácie $\text{muskovit} + \text{kremeň} + \text{siderit}$. Je to reakcia 1 na strane 11. Reakcia b mala na vznik almandínu dominantný vplyv (obr. 9, 11; Radvanec, 2000). Z toho vychodí, že najmenej 30–60 %

objemu magnetitovo-granátovej bridlice sa pri prográdnej metamorfóze neodvodilo od protolitového Fe karbonátu – sideritu a kalcitu. Rozhodujúci a podmienujúci vplyv na výskyt gruneritu má v tejto bridlici siderit. Radvanec (2000) veľmi jasne napísal, že sa grunerit vyskytuje iba v tých vzorkách (KR-300, KR-302 a KR-303), kde niet sideritu (tab. 1; Radvanec, 2000). Grunerit vznikol podľa modelovej reakcie $7\text{siderit} + 8\text{kremeň} + \text{voda} = \text{grunerit} + 7\text{CO}_2$ (reakcia a; Radvanec, 2000).

Poznámka: M. K. v poslednej korektúre zmenil termín metasomatóza v uvedenej citácii na metamorfóza. Pokladám za potrebné odpovedať na pôvodný text, ktorý mi poslala redakcia pred imprintom od M. K.

Radvanec (2000) nezistil nijaký „metasomatický proces“, ale to, že sa siderit na grunerit zmenil podľa výmennej nevratnej modelovej reakcie $7\text{siderit} + 8\text{kremeň} + \text{voda} = \text{grunerit} + 7\text{CO}_2$ úplne v oblasti vzoriek KR-300, KR-302 a KR-303 (obr. 1, tab. 1; Radvanec, 2000).

Karbonáty sú reliktné minerály z protolitu

Kalcit, siderit a časť kremeňa sú reliktné minerály z protolitu, pretože sa vyskytujú vždy s grafitom v relikte bridličnatej textúry kalcit + siderit + grafit + kremeň, ktorá je uzavretá v agregáte granátu (obr. 4; Radvanec, 2000). V prípade vzniku novotvaru sideritu a kalcitu pri metamorfóze by hypotetický kalcit a siderit kryštalizovali v trhlínkach kryštalickej bridlice vo forme žiliek určite bez grafitu a je isté, že by kalcit kryštalizoval bez sideritu alebo siderit bez kalcitu. Okrem toho by bolo nevyhnutné vysvetliť vysokú bilanciu CO_2 na konci takejto metamorfózy. To znamená, že v takejto určite retrográdnej metamorfóze by sa do horniny musel dostať podiel CO_2 . Odiaľ ho však vziať, keď premena kerogénu na grafit pri Kokave nad Rimavicou isto prebehla v prográdnej metamorfóze. Siderit, kalcit, grafit a kremeň by určite nekryštalizovali v podobe striedania sa prúžkov kalcitu, sideritu, grafitu a kremeňa opakovane, napríklad medzi grafitom a kalcitom deväťkrát (obr. 4; Radvanec, 2000). Takýto spôsob striedania sa minerálov vo vrstvičkách alebo prúžkoch je známy len pri sedimentárnych horninách, v ktorých sa striedanie minerálov vo vrstvičkách zachováva aj po metamorfnej rekryštalizácii.

M. K. má možnosť dokázať svoju hypotézu o kryštalizácii sideritu a kalcitu pri metamorfóze na skúmanej lokalite a mal tak urobiť exaktným petrografickým alebo petrologickým výskumom pred touto diskusiou. Vo výbruse má siderit pri mikroskopickom štúdiu aj na tejto lokalite výbornú kliváž, je žltohnedý až hnedý a nedá sa pomýliť s kalcitom. Siderit odporúčam hľadať vo výbrusoch v magnetitovo-granátovej bridlici pri vzorke KR-304 (obr. 1; Radvanec, 2000). V diskusii o výsledkoch štúdia karbonátov by sa porovnali zistenia M. K. s Radvanecovými (2000). Takáto diskusia by mala aj zmysel a genézu kalcitu a sideritu s grafitom by odhalila lepšie, no to by musel siderit a kalcit na skúmanej lokalite okrem Radvanca (2000) nájsť aj niekto iný, lenže to sa M. K. nepodarilo napriek tomu, že sa touto lokalitou

zaoberal v rovnakom čase ako Radvanec (porovnaj Kováčik in Petro et al., 1998, a Radvanec in Petro et al., 1998).

Vzletne uvažovať o tom, že sa mi to či ono nezdá a to aj ono by mohlo byť aj takto, do petrológie nepatrí. Nepatrí tam ani úvaha, že „exaktné stanovenie metamorfných podmienok v systémoch obohatených o železo je veľmi orientačné, predovšetkým kvôli širokému poľu stability spomínaných vysokoželezitých minerálov.“ Korikovskij (1989) a Radvanec (2000) takýto problém nemajú a P-T podmienky oblasti zhodne stanovili v rovnakom teplotnom intervale. S touto časťou prípravy a analýzy zistených údajov má problémy len M. K. Preto chápem, že analýza koexistujúcich fáz na obr. 3 v Radvancovej práci (2000) M. K. nehovorí nič. S nepochopením obr. 3 a 10 súvisí aj vyhlásenie M. K., že sa „spoločne dostávajú do deviatich rovnovážnych reakčných rovníc prakticky všetky minerály zastúpené vo výbruse, dokonca sú zmiešané minerálne asociácie z dvoch odlišných hornín – z granatickej ruly a magnetitovej bridlice.“

1. Deväť rovnovážnych metamorfných reakcií sa spočítalo pre celý kryštalizačný systém (reakcie 1 až 9; Radvanec, 2000). Je to teoretická, maximálna a výpočtom odvodená možnosť pre kryštalizačný systém medzi prvkami $\text{Si} - \text{Al} - \text{Ca} - \text{Fe} - \text{Mg} - \text{Na} - \text{K} - \text{O} - \text{H} - \text{C}$ a minerálmi almandín + muskovit + annit + klinochlor + magnetit + + klinozoisit + siderit + kalcit + grunerit + K živec + + kremeň + voda + CO_2 (Radvanec, 2000). Za daných P-T podmienok a pri reálne zistených minerálnych asociáciách, ktoré ako skupiny isto kryštalizovali v rovnováhe a zistili sa aj vo výbrusoch, napr. chlorit 1 – biotit – granát (obr. 3), ako aj iné asociácie, sa zistilo, že len štyri reakcie z deviatich sú v daných P-T podmienkach metamorfózy magnetitovo-granátovej bridlice reálne. Vyjadrilo sa to priebehom P-T dráhy prográdnej metamorfózy v P-T diagrame na obr. 9 (Radvanec, 2000) plnou šípkou, ktorá zároveň vyjadruje aj časový údaj o metamorfóze protolitu a o minerálnych asociáciách, ktoré v bridlici kryštalizovali postupne a v rovnováhe (obr. 3, 9 a 10; Radvanec, 2000).

2. Magnetitovo-granátová bridlica je nesporne jedna hornina, pri ktorej do 500 °C kryštalizovala minerálna asociácia chlorit 0 + grafit + magnetit a nad 500 °C grafit + chlorit 1 + granát + grunerit + biotit + pyrotín. O tom je fázový diagram na obr. 10 a 3 v Radvancovej (2000) štúdii.

Poznámka: Bližšie informácie o kryštalizácii minerálnych asociácií, o metamorfnej fázovej rovnováhe, kryštalizačných systémoch a tlakovo-teplotno-časových metamorfných dráhach, o ktorých sa tu diskutuje, možno nájsť v súhrnnej práci Speara (1995).

V magnetitovo-granátovej bridlici sa identifikovali dve formy pyrotínu (tab. 6; Radvanec, 2000). Jeho hexagonálna forma kryštalizovala na začiatku retrográdnej metamorfózy pri teplote nad 500 °C (obr. 6 a 10; pozri text u Radvanca, 2000). Dorastajúci granát a hexagonálna forma pyrotínu i zmes pyrotínu a granátu na jeho okraji kryštalizovali pri teplote nad 500 °C (obr. 6 a 10; Radvanec, 2000). Hexagonálna forma pyrotínu sa odvodila od modelovej reakcie z gruneritu (reakcia g u Radvanca,

2000). Monoklinická forma pyrotínu kryštalizovala na konci retrográdnej metamorfozy pri teplote pod 300 °C (Craig a Scott in Ribbe, 1982), a preto netvorí kryštalizačnú zmes s almandínom (obr. 6; Radvanec, 2000) a gruneritom.

Radvanec (2000) v amfibolickej bridlici zistil, že hornblend a aktinolit boli pri prográdnej metamorfoze nemišateľnými zložkami a v retrográdnej metamorfoze na ne dorastal aktinolitický hornblend (obr. 8). Korikovskij et al. (1989) v skúmanej oblasti zistili hedenbergit (Ca klinopyroxén s Fe) v hedenbergiticko-klinozoisitickkej bridlici. Obidve bridlice (Radvanec, 2000; Korikovskij et al., 1989) sú podložené kvantitatívnymi analýzami minerálov. M. K. vo svojich úvahách narába iba s termínom pseudomorfóza po diopside (Ca klinopyroxén s Mg) a pokladá to za seriózny výskum (Kováčik in Petro et al., 1998). Neseriózne je, že M. K. nevie o tom, že nijaký Ca-Mg pyroxén ani diopsid, ani jeho relikty v skúmanej oblasti nekryštalizovali a kryštalizovať ani nemohli. Vo všetkých mineráloch je významné zastúpenie Fe, nie Mg. Diopsid je klinopyroxén s dominantným obsahom Mg. Je to dokonca koncový člen Ca klinopyroxénu s obsahom Mg a s chemickým vzorcom $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (Deer et al., 1992). M. K. nevie, že hornblend (obr. 8; Radvanec, 2000) nemohol kryštalizovať ako pseudomorfóza po diopside, pretože diopsid prakticky Al neobsahuje (obsah Al v hornblende je skoro 15 hmot. %; tab. 7 a obr. 8; Radvanec, 2000). Klinozoisit ako pseudomorfóza po diopside by takisto nemohol obsahovať Al, no zároveň by musel obsahovať Mg. Taký klinozoisit nejestvuje (Deer et al., 1992).

V amfibolovej bridlici nie je plagioklas, a preto sa jej vznik derivoval od metamorfných reakcií odvodených od sedimentu s obsahom karbonátov (Radvanec, 2000). Korikovskij et al. (1989) odvodili vznik ich hedenbergiticko-klinozoisiticko-kremenných bridlíc podobne ako Radvanec (2000) od regionálne metamorfovaných psamitov obohatených o Ca. M. K. tieto takmer rovnako interpretované zistenia Radvanec (2000) a Korikovského et al. (1989) pokladá za neseriózne.

Liberalizmus a posun v interpretácii názorov M. Kováčika

Slobodomyselnosť alebo liberalizmus do geologického výskumu na Slovensku patrí! Najprv citujem M. K.:

„Riešiť zložitú petrogenetickú históriu termodynamickými výpočtami a vykreslením metamorfné dráhy pomocou dostupného softvéru vedie za daných okolností k hrubému zjednodušeniu. Je pozoruhodné, ako sa dá jednostrannou aplikáciou programu Minpet a Geocalc napísať článok, a to bez uvedenia základných prác z oblasti metamorfozy železných formácií.“

M. K. má pravdu v tom, že aplikácia programu Minpet (presnejšie Minpet 2, verzia 2.02, Copyright, 1989–1997) a program Geocalc (Radvanec, 2000) sú jednostranné. Programom Minpet sa dajú exaktne a spoľahlivo prepočítať chemické analýzy na chemický vzorec minerálu. Používateľ si môže vybrať spôsob prepočtu podľa substitučných vzťahov v rámci bilancie istého sporného prvku v štruktúre vzorca. Okrem toho možno zhodnotiť chemické analýzy v rozličných grafoch, a to je nepochybne

jednostranné. Program Geocalc zasa počíta fázové reakcie z asociácie používateľom navrhutej prvkovej asociácie a používateľom navrhutej minerálnej asociácie a to je tiež jednostranné. Súhlasím s M. K., že tieto programy používať netreba. Všetko sa dá počítať aj ručne, ale urobiť sa to musí v prípade, keď sa má rekonštruovať alebo zistiť tlakovo-teplotno-časová dráha metamorfozy. M. K. nijakú P-T dráhu na predmetnej lokalite nenavrhol, P-T podmienky kryštalizácie nijakého minerálu exaktne nezistil, ale napriek tomu P-T podmienky metamorfozy predmetnej horniny uvádza. Stalo sa tak v jeho poslednej práci (Kováčik, 2000, s. 183–185). V jej texte už spomenutého skromného rozsahu M. K. tvrdí, že teplota hercýnskej metamorfozy protolitu bola $600\text{ °C} \pm 50\text{ °C}$ pri tlaku 4–5 kbar a o protolite ruly bohatej na magnetit som sa dočítal, že sú to ferolity pôvodne sedimentárneho až diagenetického pôvodu, t. j. chamosity – Fe oxidy (zahŕňajúce magnetit?) – kremeň – siderit. Tieto minerály M. K. považuje za predmetamorfný zdroj týchto hornín. M. K. v tejto práci necituje, že P-T dráhu metamorfozy v oblasti Kokavy nad Rimavicou určil Radvanec (2000) a že iba Radvanec (2000) tam zistil relikty sideritu. Korikovskij et al. (1998) siderit správne v protolite magnetitovo-granátovej bridlice predpokladali. M. K. sa o tom, že siderit v protolite Korikovskij et al. (1989) predpokladali a Radvanec (2000) exaktne zistil, ani len nezmenil, no nezabránilo mu to prevziať tieto výsledky bez uvedenia zdroja a citácie. M. K. aj v tejto diskusii pokladá siderit za metamorfogénny minerál, alebo že by platil nový pohľad z 32. ročníka periodika Mineralia Slovaca. Je siderit relikty alebo je to minerál vzniknutosť v hercýnskej alebo v alpínskej metamorfoze? Pre čitateľa práce M. K. (Kováčik, 2000) je záhadou, ako sa stanovili P-T podmienky hercýnskej metamorfozy v oblasti Kokavy nad Rimavicou.

V časti štúdie s podtitulom Rekonštrukcia protolitu magnetitovo-granátovej mineralizácie, metapelitej, amfibolovej bridlice a diskusia sa zreteľne uvádzajú dôvody, prečo sa predmetamorfná litostratigrafická pozícia v oblasti Kokavy nad Rimavicou porovnáva s ekvivalentom holeckých vrstiev gemerika (Radvanec, 2000), a preto ich tu nebudem opakovať. Z celej štúdie metamorfozy v predmetnej oblasti jasne vyplýva spojený prográdny a retrográdny metamorfný proces M1, ktorý sa pokladá za hercýnsky. V metamorfitech sa zistil aj relikty slabšej metamorfozy M0, ktorá predchádzala metamorfoze M1. Všetky dôvody tohto členenia metamorfných udalostí sú v Radvancovej štúdii (2000). M. K. má možnosť dokázať aj iný proces, a tak doplniť výsledky, ktoré o sledovanej lokalite sú. Robí sa to datovaním a odberom nových vzoriek na lokalite, ale v nijakom prípade nie intuíciou a vágnou reinterpretáciou údajov iných autorov. Petrologia je exaktná vedná disciplína a petrografia je len pomocná metóda, ktorá obyčajne predchádza petrologickému výskumu.

Literatúra

Bezák, V. et al., 1999: Geologická mapa Slovenského rudohoria–západná časť, 1: 50. Regionálne geologické mapy Slovenska. GSSR Bratislava.

- Bibbe, P. P., 1982: Sulfide Mineralogy. *Rev. min.*, 1, cs-21 – cs-49.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1992: An introduction to The Rock-Forming Minerals. *Second edition, Longman Scientific & Technical*.
- Korikovskij, S. P., Dubej, J. & Boronichin, V. A., 1989: Vysokoželeznaté metasedimenty z Kokavy nad Rimavicou (veporikum). *Mineralia Slov.*, 21, 251–258.
- Kováčik, M., 2000: Graphitic metaquartzites and magnetite-bearing gneisses: petro- and minerogenetic analysis (Kokava nad Rimavicou, southern Veporic basement). *Mineralia Slov.*, 32, 183–185.
- Petro, M., 1998: Kokava nad Rimavicou – grafit. *Manuskript – archív Geofond, Bratislava*.
- Radvanec, M., 2000: Metapelit, amfibolová bridlica a vznik magnetitovo-grafitovej mineralizácie vo veporiku pri Kokave nad Rimavicou. *Mineralia Slov.*, 32, 1–16.
- Svoboda, J., 1983: Encyklopedický slovník geologických věd. 2. sv. N – Ž. *Praha, Academia, ČSAV* 378.
- Spear, F. S., 1995: Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. *Min. Soc. Amer., Washington, D. C., Second Printing*.

Pripomienky k štúdiu M. Radvanca (2000) Metapelit, amfibolová bridlica a vznik magnetitovo-grafitovej mineralizácie vo veporiku pri Kokave nad Rimavicou

(Mineralia Slovaca, 32, 1, s. 1–16)

MARIAN DYDA

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

(Doručené 13. 4. 2000)

Podľa autora sledovaného príspevku (s. 1) študovaná oblasť „prekonala dvoj etapový tektonometamorfny vývoj, starší hercýnsky vysokostupňový a v druhej fáze hercýnskeho vývoja nastali retrogradné zmeny spojené s umiestnením telies granitu. Mladší alpínsky vývoj sprevádzalo tektonometamorfne prepracúvanie hercýnskeho vývoja pri nízkych metamorfných podmienkach do 400 °C.“ Táto komplikovanosť geologického vývoja sa však ďalej v štúdiu veľmi zjednodušuje konštatáciou, že „vo všetkých druhoch metamorfítov sme zistili len jeden metamorfny proces M1 s častým výskytom reliktovej minerálov protolitu.“ Na otázku, prečo sa na sledovanie týchto dôležitých metamorfných otázok zvolili práve horniny s komplikovanými minerálnymi vzťahmi a zložením, štúdiu neodpovedá.

Autorovo konštatovanie, že grunerit kryštalizoval zo sideritu podľa Kleinovej reakcie (s. 5, *reakcia a*), predpokladá veľkú hydratáciu, čo je v rozpore so stanoviskom „o veľkom nedostatku pneumatolytickej hydrotermálnej fázy“. Navyše sa rozsah tejto dekarbonizačnej reakcie udáva nielen prítomnosťou sideritu, kremeňa a H₂O, ale aj simultánne operujúcimi reakciami, ktoré spĺňajú podmienky rovnováhy aj z hľadiska modálneho vystupovania reakčných produktov, teda aj gruneritu, ktorý by v tomto chápaní mal byť produktom súhrnnej metamorfnej reakcie. Zároveň výskyt gruneritu vo vzorkách, v ktorých niet dvojice Cal+Sid, neznamená ich spotrebovanie na tvorbu gruneritu. To by predpokladalo modálny vzťah medzi Cal a Sid, ktorý by presne vyhovoval stechiometrii súhrnnej metamorfnej reakcie. Navyše reakcia *a*, ako je numericky formulovaná, nevylučuje monovariantnú koexistenciu sideritu a gruneritu. Obr. 5 má dokumentovať súčasnú kryštalizáciu Cal+Sid, pričom v reakcii *a* je siderit reaktantom. To pokladám za argument v prospech komplexnejšej tvorby gruneritu, ako ju autor v práci vyjadruje reakciou *a*. Minerály, ako je siderit a kalcit, sú pri vyššej

metamorfóze veľmi reaktívne a ich reaktívnosť ešte umocňuje veľký špecifický povrch (veľkosť zrna cca 100–200 μm) v hornine.

Nie je jasné, z čoho vyplýva stanovisko (na s. 6), že „chemický homogénny chalkopyrit sa v Mag-Grt bridlici zachoval zo sedimentárneho protolitu, ktorý sa pravdepodobne potom metamorfoval v časovo samostatnom procese M0, ktorý predchádzal metamorfóze M1.“ Ako sa hodnotila homogénnosť chalkopyritu pred rekryštalizačným procesom? Chalkopyrit predsa nemohol byť vyňatý z metamorfných reaktantov ako celku a zostať rekryštalizačne rigidný.

Granát v metapelite isto vznikol ako reakčný produkt súhrnnej metamorfnej reakcie a jeho kryštalizácia sa nemôže v komplexnom systéme schematicky určovať reakciou *c* a *d*, prípadne obidvoch, navyše nie bez detailnej modálnej charakteristiky reakčnej rastovej domény. Len na princípoch hmotnostnej bilancie a striktného hodnotenia vystupovania reaktantov a produktov možno rámcovo, v prvom priblížení, definovať priebeh metamorfnej reakcie, jej rozsah, ako aj vývoj jednotlivých minerálov.

Je fakt, že heterogénnu nukleáciu podmieňujú chemické a tepelné fluktuácie, ale pokladám za neprimerané označovať rastovú kompozičnú nehomogénnosť v granáte za reliktnú nukleáciu, ktoré je prípadne rastom vytláčané na okraj zrna (obr. 6). Kulmináčnej difúzne procesy pri teplote okolo 600 °C môžu takéto nehomogenity eliminovať pomerne v krátkom geologickom čase. Autor nijako nesledoval ani nukleáciu, ani rast granátov, a preto považujem časté používanie termínu nukleácia a rast v texte štúdie za irelevantné.

Uvádzanie chemického zloženia reliktných minerálnych asociácií protolitu uzavretej v granáte, z ktorej podľa autora vznikol granát „v pelite s obsahom organickej zložky...“, ktorý dobre kryštalizoval“ (s. 8), má prihliadať

na redistribúciu prvkov medzi minerály pri metamorfnej rekryštalizácii, no z textu nie je jasné, či čiastočné chemické analýzy autor pokladá za výsledok metamorfnej prográdnej metamorfozy, alebo za zloženie protolitu.

Vo vyššie metamorfovaných metapelitických horninách sú metastabilné progresívne minerálne asociácie málo frekvencovaným fenoménom, ale predtým jestvujúce predkulmináčne minerálne resty sú často spoľahlivým podporným faktorom pri stanovovaní metamorfných trajektórií. Z tohto stanoviska posudzujem aj *obr. 4* ako dokumentáciu nerovnovážneho stavu vo vzorke KR-304/1. V zjednodušenom metapelitickom systéme KMFASH je rovnovážna koexistencia siedmich minerálov invariantná. Prítomnosť Na_2O , CaO zvyšuje voľnosť tohto systému, no uvádzaná prítomnosť jedenástich minerálov v metapelitickej hornine (KR 301/2, *tab. 2*) zrejme presahuje rámec stability minerálnej asociácie aj v divariantnom rekryštalizačnom poli.

Osobitnú dôležitosť má v Radvancovej štúdii rekonštrukcia metamorfnej trajektórie. Vhodnosť metapelitickej horniny na takúto rekonštrukciu je všeobecne známa, no kremenec s grafitom sú na ňu v klasickom geotermobarometrickom chápaní pre nedostatok zodpovedajúcich reaktívnych minerálov, aj zodpovedajúcich experimentálnych kalibrácií a ich vhodnej aplikácie na horniny isto menej vhodné. Aj preto môžu byť údaje z kremenca aproximatívne iba zhruba. Definovanie fugacity kyslíka na rozličných miestach trajektórie je zrejme problematické, keďže celkový tlak prchavých komponentov určuje aj fugacita H_2O a CO_2 , ako to vyjadruje reakcia 1–9 na *obr. 9*. Navyše teplota a tlak sa musia poznať presne.

Numerická reprodukovateľnosť geotermobarometrických údajov nemusí byť všeobecne ľahkou záležitosťou. Vyžadovalo by sa však jasnejšie označovať tie minerály a chemické analýzy, ktoré k sebe rekryštalizačne patria a tvoria rovnovážnu minerálnu asociáciu. Vlastné spracovanie uvádzaných údajov z *tab. 6* ($\text{Grt}^{\text{Grow up}}/\text{Chl}^{\text{In Grt}}$ dáva teplotu cca 730 °C, $\text{Grt}^{\text{Nucl}}/\text{Chl}^{\text{In Grt}}$ cca 500 °C a $\text{Grt}^{\text{Grow up}}/\text{Chl}^{\text{Matrix}}$ cca 870 °C) môže indikovať progresívne rekryštalizačné zmeny, no teplota získaná z chemického zloženia Grt a Chl je zrejme preukázaním nekonzistentnosti niektorých použitých chemických analýz. Táto nekonzistentnosť sa pri použití iných geobarometrických kalibrácií len zdôrazní nereálne vysokým tlakom, čo možno tiež pokladať za argument nekonzistentnosti chemických analýz minerálov, prípadne aplikáciu korektnej geotermobarometrickej numeriky na nerovnovážne horniny.

Z formálneho hľadiska autorovi sledovanej štúdie vyčítujem nejednotnosť v uvádzaní už ustálených skratiek minerálov, častú zámenu termínov štruktúra a textúra, ďalej to, že termín *idiomorfny* sa viaže na eruptívne horniny, v metamorfovaných horninách je ekvivalentný termín *idioblastický* a termín *prvková asociácia oxidov* (s. 11) chémia nepozná. Štúdii chýba resumé.

Moje poznámky k Radvancovej štúdii sú viac-menej irenické, metodické ako geologicko-koncepcné. Motívom na ich prezentáciu bolo zdôrazniť komplexnosť metamorfných procesov a podporiť rigoróznejšie chápanie rovnovážnych minerálnych vzťahov pri zovšeobecňovaní súvislostí a tvorbe integrálneho obrazu geotektonického vývoja študovaného územia. Ak bude diskusia motivovať takýto prístup, bude užitočná.

Odpoveď Dr. M. Dydovi na jeho pripomienky k štúdiu Metapelit, amfibolová bridlica a vznik magnetitovo-grafitovej mineralizácie vo veporiku pri Kokave nad Rimavicou

MARTIN RADVANEC

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Markušovská cesta 1, 052 40 Spišská Nová Ves
radvanec@gsrnsnv.sk

(Doručené 29. 9. 2000)

V Radvancovej štúdii (Radvanec, 2000) sa zistila prográdna a retrográdna vetva metamorfozy M1

Radvanec (2000) v úvode svojej štúdie na s. 1 cituje názory na variský (hercýnsky) a alpský metamorfný vývoj v oblasti Kokavy nad Rimavicou v rámci podtitulku Geologické poznatky z okolia Kokavy nad Rimavicou. Je to zachytenie stavu v poznaní, ktorý predmetnej štúdii predchádzal, zistili ho iní ako Radvanec (2000), a preto nasledujúcu formuláciu autora pripomienok Dr. M. Dydu (ďalej M. D.) pokladám za neserióznou. M. D. píše: „Podľa autora sledovaného príspevku (s. 1) študovaná oblasť

prekonala dvojetapový tektonometamorfný vývoj.“ Neseiérnosť M. D. dokumentujem citátom zo s. 1, kde Radvanec (2000) píše: „Podľa uvedeného modelu celá sledovaná oblasť prekonala dvojetapový tektonometamorfný vývoj (Bezák in Petro, 1998).“ Ak M. D. pokladá výsledky, ku ktorým došiel Dr. V. Bezák, za dobré a lepšie, ako zistil Radvanec, môže sa jednoducho vybrať do terénu, odobrať z oblasti vzorky a petrologicky ich zhodnotiť. Výsledky môže publikovať, a tak zaujať stanovisko k Bezákovej aj Radvancovej práci. To je jediný postup, ktorý sa používa všade. Rozmiestnenie telies granitov v súvislosti s metamorfozou uvádza Bezák in Petro (1998).

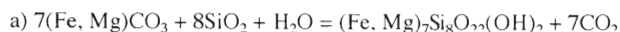
Radvanec (2000) tento vzťah neštudoval! V Radvancovej štúdií (2000) sú zreteľne uvedené argumenty o existencii prográdnej a retrográdnej metamorfózy M1, čo je rozdiel od výsledkov, ktoré publikoval Bezák (in Petro, 1998). Odporúčam M. D. zaujať stanovisko k metamorfóze v tejto oblasti až po zverejnení jeho novej štúdie.

Radvanec (2000) v druhom odseku úvodu jednoznačne sformuloval cieľ svojej štúdie, a preto polemizovať o tom, či sa vybrala vhodná hornina, nemá význam. Výber horniny je právom autora a vychodí aj zo spoločenskej objednávky, pretože prieskum grafitovej mineralizácie sa robil v danej oblasti, t. j. tam, kde je nádej, že by sa takáto mineralizácia mohla aj ekonomicky zhodnotiť, napr. ťažbou. Iná vec je, či sa Radvancovi podarilo vytýčený cieľ splniť. Odpoveď treba hľadať v našej štúdií (Radvanec, 2000; Radvanec in Petro, 1998) a odpovedáme na ňu aj v nasledujúcom texte.

Štúdium kryštalických bridlíc v skúmanej oblasti neprineslo exaktné údaje o uplatnení mladšej alpínskej (?) metamorfózy (Radvanec, 2000). Keby sa bol v danej oblasti zistil mladší alpínsky (?) vývoj, isto by sa to podložilo petrologickými údajmi. Pri petrologickom štúdiu sa vzorky nedatovali, a preto sa pri interpretácii výsledkov a v diskusii konštatovalo, že metamorfóza M1 je najskôr variská alebo hercýnska (Radvanec, 2000).

Grunerit

Grunerit vznikol zo sideritu a z kremeňa (obr. 4; Radvanec, 2000) a kalcit zostal v daných P-T podmienkach stabilnou fázou. Odpoveď, prečo je to tak, možno nájsť u Reedera (1990, s. 62–67, 77–96, 227–264) alebo u Changa et al. (1998, s. 101–136, 163–177). Hlavným argumentom, ktorý sa overil aj exaktne, je premena sideritu na grunerit. Je to nasledujúca modelová reakcia tejto premeny podľa Kleina (in Veblen a Ribbe, 1982) a Radvanca (2000), ktorá prebiehala aj pri tvorbe gruneritu v magnetitovo-granátovej bridlici v oblasti Kokavy nad Rimavicou.



Táto reakcia sa číta takto:

Sedem molekúl sideritu, osem kremeňa a jedna molekula vody zreagovali na jednu molekulu gruneritu, pričom sa zo systému uvoľnilo sedem molekúl oxidu uhličitého. Jedna molekula „voľnej“ vody (konvekčné prúdenie alebo hydratácia alebo pneumatolyticko-hydrotermálna fáza podľa M. D.) sa chemicky pevne viaže v kryštalickej mriežke jedného gruneritu. Vieme veľmi presne, že zreagovaná „voľná“ molekula vody (disociovaná molekula vody) je priamym ekvivalentom 1,83 hmot. % štruktúrne viazanej „vody“ v podobe OH skupiny v sledovanom grunerite (tab. 5; Radvanec, 2000). Všetka predtým voľná voda sa spotrebovala pri vzniku kryštálu gruneritu bez zvyšku, a preto o existencii značnej hydratácie alebo existencii pneumatolyticko-hydrotermálnej fázy v procese metamorfózy nemožno hovoriť. Tam, kde sa pri metamorfóze do telesa sedimentu s obsahom siderit + kalcit + kremeň +

+ organická substancia voda nedostala, zostala asociácia siderit + kalcit + kremeň + grafit stabilnou fázou počas celej metamorfózy (obr. 4; Radvanec, 2000). Reakcia a) alebo 3 prebieha na P-T dráhe skôr ako reakcia premeny chloritu + kremeňa na almandín, a preto pri vzniku gruneritu nemožno rátať s disociovanou molekulou vody, ktorá by sa uvoľnila zo štruktúry chloritu (obr. 9; Radvanec, 2000). Malé množstvo vody v prográdnej metamorfóze potrebné na vznik gruneritu sa do metasedimentu muselo dostať z iného zdroja, ako je dehydratácia chloritu, napr. aj konvenčným tokom hlboko cirkulujúcej vody pri metamorfóze. Termín pneumatolyticko-hydrotermálna fáza, ktorý M. D. použil, je na pomenovanie cirkulácie vody s obsahom CO_2 nevhodný. Označuje sa ním fluidná fáza s dominantným obsahom B a F (Deer et al., 1997a; Chang et al., 1998).

Reakcia a) prebieha iba jedným smerom. Zo sideritu, kremeňa a vody vznikol grunerit (Deer et al., 1997b; Radvanec, 2000), nie naopak. V študovaných vzorkách z kryštalickej magnetitovo-granátovej bridlice (obr. 1; Radvanec, 2000) v sledovanej oblasti nikde nevyskytuje spolu siderit a grunerit, no zistilo sa, že vo vzorkách, kde je siderit a kremeň, nie je grunerit a naopak. Tam, kde je grunerit, niet sideritu (Radvanec, 2000). Siderit v nijakej forme na tejto lokalite nezistil ani Korikovskij et al. (1989), ale správne predpokladali, že grunerit vznikol zo sideritu. Radvanec (2000) tento Korikovského predpoklad potvrdil.

Komplexné reakcie a vznik gruneritu

Radvanec (2000) nevylučuje „komplexný“ vznik gruneritu. Túto teoretickú možnosť ilustruje obr. 9 (Radvanec, 2000). Podľa minerálnej asociácie v magnetitovo-granátovej bridlici reálnou „komplexnou“ reakciou vzniku biotitu, almandínu a gruneritu je reakcia 1 a 3 Radvancovej štúdie (2000) hlavne preto, že v tejto bridlici chýba klinozoisit. Ten by sa pri „komplexných“ reakciách musel v metamorfite alebo spotrebovať, alebo by pri metamorfóze musel spolu s granátom a biotitom vzniknúť (reakcia 4, 5; Radvanec, 2000). V bridlici sa zistil len allanit, aj to iba vo vzorke so sideritom, t. j. vo vzorke, kde sa nezistil grunerit (tab. 1, 5; Radvanec, 2000). Allanit sa v bridlici nevyskytuje vo významnom množstve (sú to len jeho inklúzie v granáte) a podľa minerálnej asociácie sa zaradil medzi minerály, ktoré v bridlici vznikli pri metamorfóze. Jeho nepodstatný výskyt indikuje, že komplexné reakcie s minerálmi skupiny epidotu pri metamorfóze prebiehali veľmi obmedzene. Pre vznik gruneritu je hlavná reakcia a), aj to iba tam, kde sa do metasedimentu dostala voda (Radvanec, 2000).

Kalcit

Kalcit zostal pri prográdnej metamorfóze v daných P-T podmienkach stabilnou fázou alebo reliktom z protolitu (citácie sa už uviedli). V prográdnej metamorfóze sa z protolitu spotrebúva iba siderit a kremeň. Len malá časť kalcitu mohla reagovať na začiatku retrográdnej metamor-

fózy podľa reakcie 8 (obr. 9; Radvanec, 2000). Vznik gruneritu vyjadruje prechod protolitu so sideritom a kremeňom po P-T dráhe cez reakciu 3 (obr. 9; Radvanec, 2000). Nie je vylúčené, že kalcit bol v „komplexných“ reakciách (1–9) novotvarom v kryštalickej magnetitovo-granátovej bridlici. Pre nepodstatný výskyt kalcitu alebo jeho nepodstatný objem v tejto bridlici sa dá veľmi ťažko rozhodnúť, či bridlica obsahuje jednu alebo dve generácie kalcitu (relikt z protolitu alebo metamorfogénny novotvar). Ťažkosť vyplýva aj z toho, že kalcit je chemicky homogénnou fázou. Isté je, že kalcit v magnetitovo-granátovej bridlici netvorí žilky ani „žilníkové“ formy, ktoré by sa pri jeho vzniku alebo pri vzniku sideritu počas prográdnej alebo retrográdnej metamorfózy v metamorfite určite zistili.

V magnetitovo-granátovej bridlici sa metamorfne korodovaný relikt sideritu a kalcitu zistil iba na jednom mieste, a to vždy s grafitom a kremeňom vo forme striedania sa týchto štyroch minerálov v relikte bridličnatej textúry pôvodného sedimentu (vzorka KR-304/1; obr. 4; Radvanec, 2000). To indikuje, že časť minerálnych fáz protolitu siderit + kalcit + kremeň + grafit lokálne zostala v metamorfite stabilnou fázou napriek tomu, že okolo tohto reliktu kryštalizoval magnetit a granát. Relikt protolitu sa zachoval v prostredí granátu jednoducho preto, že sa do časti telesa sedimentu pred premenou chloritu a kremeňa na almandín nedostala voda. Premena prebehla v prográdnej metamorfóze do teploty $T = 500\text{ }^{\circ}\text{C}$ (obr. 9; Radvanec, 2000). Keby sa bola voda v prográdnej metamorfóze do telesa sedimentu dostala všade, nikdy by sa reliktná asociácia siderit + kremeň + kalcit + grafit v magnetitovo-granátovej bridlici nezistila (obr. 4; Radvanec, 2000). Podstatný objem magnetitovo-granátovej bridlice relikt sideritu neobsahuje.

Chalkopyrit

Chalkopyrit je metamorfne korodovaný a tvorí znáť veľké do 0,03 mm vo forme nezreagovanej vtrúseniny, a preto sa uzavrelo, že je reliktnou fázou z protolitu. Metamorfogénna „žilková“ alebo hypidiomorfna forma chalkopyritu sa v skúmanej oblasti nevylučuje a iba ona by sa mohla pokladať za inú formu výskytu, ako je reliktná forma chalkopyritu z protolitu.

Granát

Súhlasíme s tým, že nepodstatná časť granátu v metapelite mohla pri regionálnej metamorfóze vzniknúť aj podľa iných reakcií, ako je reakcia c) $(\text{FeChl} + \text{Qtz} = \text{Alm} + \text{H}_2\text{O})$ a d) $(3\text{Chl} + \text{Ms} + 3\text{Qtz} + 4\text{Pl} = 5\text{Bt} + 4\text{Alm} + 12\text{H}_2\text{O})$. Všetky možnosti danej minerálnej asociácie (tab. 2 a 6) sú uvedené na obr. 9 (Radvanec, 2000). Pre vznik granátu je podstatná reakcia c) a d), a to hlavne preto, že granát je po kryštalizačnej fáze nukleácie vo fáze dorastania chemicky homogénny (obr. 2a, 2b, 2c; Radvanec, 2000). K tomuto výsledku sme dospeli štúdiom zonality granátu v daných P-T podmienkach. Na opis vzniku granátu sme použili známe modelové reakcie, ktoré v tomto

případe platia. Relikty nezreagovaného chloritu (Chl_0) a fengitu (Png_0) sa našli v metapelite priamo v strede granátu (pozri text v štúdiu Radvanca, 2000). Relikt nezreagovaného chloritu z protolitového štádia zistil aj Koriakovskij et al. (1989).

Diskutovať o tom, čo sa malo stať, ale nestalo, nepokladáme za diskusiu. Radvanec (2000) zistil nehomogénnosť v rámci granátu a venoval jej veľkú pozornosť (obr. 2a, 2b, 2c, 3, 6, tab. 5, 6). Nukleačné jadrá nie sú v strede granátu, no napriek teplote takmer $600\text{ }^{\circ}\text{C}$ sa v ňom zachovali (obr. 6). Nevieme, prečo by sa jadrá v granáte pri tejto teplote nemali zachovať. Sú zreteľne viditeľné v odrazených elektrónoch a majú odlišné chemické zloženie ako homogénne a dorastajúce časti granátu (Radvanec, 2000). Nukleačné jadrá v metapelite kryštalizovali spolu s koexistujúcim chloritom (1) a biotitom (obr. 3; Radvanec, 2000). V texte Radvancovej práce (2000) sa venuje dostatočná pozornosť vzťahu kryštalizácie nukleí granátu, biotitu a chloritu v metapelite a vysvetlený je aj vzťah dorastajúceho granátu na nukleáky v podmienkach stability $\text{Grt} + \text{Bt} + \text{H}_2\text{O}$. Iná vec je, že niekto kryštalizačnému systému KFASH–KMASH v závislosti od teploty nerozumie (obr. 3). Na to odporúčame dôkladne študovať príslušné kapitoly v Spearovi (1995), aby aj M. D. pochopil napríklad kryštalizačnú rovnováhu len troch minerálov ($\text{Grt} + \text{Chl} + \text{Bt}$), ktorá sa dá vyjadriť a sledovať zmenou ich chemického zloženia v závislosti od teploty (napr. zmena hodnoty $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$). Ostatné fázy (minerály) v kryštalizačnom systéme KFASH–KMASH sú pri takejto zmene tohto pomeru v rovnováhe alebo nerovnováhe? Podstatné je, či sa v závislosti od zmeny teploty kryštalizácie a pri dodržaní fázového pravidla ostatné fázy reakcie zúčastnili alebo nie. Aj o tom je obr. 3 (Radvanec, 2000).

Radvanec (2000) veľmi podrobne sledoval chemizmus nukleí granátu (obr. 2a, 2b, 2c, 3 a 6, tab. 6) a zistil, že v koexistencii s chloritom (1) a biotitom je len kryštalizácia nukleí, ako aj to, že sa ako parameter geotermometra môžu použiť iba nukleá granátu (obr. 3). Radvanec (2000) ďalej zistil, že dorastený, homogénny a podstatný objem granátu je mimo rovnováhy koexistujúcej minerálnej asociácie $\text{Chl} + \text{Bt} + \text{Grt}$ (obr. 3; Radvanec, 2000). Na obr. 3 je dorastený objem granátu označený hviezdíčkou a má v každej vzorke vyššiu hodnotu pomeru $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$. Dorastený objem Grt kryštalizoval v poli stability $\text{Grt} + \text{Bt} + \text{H}_2\text{O}$. Dôvody Radvanec (2000) uviedol v štúdiu. M. D. môže nadviazať na Radvancov výskum a priniesť nové údaje, ale najprv musí odobrať nové vzorky, ktoré na jeho výskum v oblasti Kokavy nad Rimavicou doteraz čakajú (obr. 1; Radvanec, 2000).

Reprezentatívne analýzy a výpočet P-T podmienok metamorfózy

V tab. 5, 6 a 7 sú reprezentatívne analýzy daného metamorfitu ako celku. V štúdiu nemožno publikovať všetky analýzy metamorfitu po jednotlivých vzorkách len preto, aby sa mohla kontrolovať vypočítaná teplota alebo tlak v každej z nich. To môže urobiť ktokoľvek novým odbe-

rom vzoriek z lokality a nové údaje porovnať s Radvanco-
vými, napríklad s údajmi na obr. 3. Minerálne asociácie
vzoriek sú v tab. 1, 2, 3 a 4. Vzorky rovnakého druhu
metamorfitu v študovanej oblasti majú v detaile trochu
odlišné minerálne zloženie, ale v tabuľke reprezentatív-
nych analýz je „metamorfný druh“ (metapelit, magnetit-
vo-granátová bridlica) opísaný ako celok z rozličných vzo-
riek (tab. 1, 2, 3, 4, 5, 6 a 7; Radvanec, 2000). Kritériom
výberu chemickej analýzy do tabuľky bol presný chemic-
ký vzorec minerálu, a preto nemožno počítať teplotu
a tlak „metamorfného druhu“ ako celku. Teplota a tlak sa
vypočítavali z koexistujúcich minerálov v každej vzorke
samostatne (obr. 3; Radvanec, 2000). Na obr. 3 si možno
skontrolovať pomer $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ do výpočtu zahrnutých
minerálov (granát, chlorit a biotit) každej vzorky.

Numerická reprodukovateľnosť geotermických údajov je
pri výpočte teploty veľmi spoľahlivá a určujúca, ak je
známa príčina a výsledok toho, čo pri danej teplote kryš-
talizácie má a musí obsahovať súčasne kryštalizujúci
chlorit, granát a biotit. Radvanec (2000) veľmi zreteľne
a s dostatočným odkazom na petrologov zdôvodnil, prečo
treba v oblasti Kokavy nad Rimavicou nevyhnutne ve-
dieť, ako a z čoho sa má teplota kryštalizácie počítať.
M. D. v diskusii opäť ukázal, ako sa to robiť nesmie.
Teplotu 730 a 870 °C možno vypočítať, ale pri Grt-Chl +
+ Bt a danom tlaku ($P = 3\text{--}6$ kbar) je nezmyslom. Radva-
nec (2000) a Korikovskij et al. (1989) zistili rovnakú tep-
lotu preto, že vedeli, čo je v príslušnej hornine v rovno-
váhe a čo nie. Vo vzorkách (KR-304/1, 302/2, 300/1,
300/2, 301/2, 303/5, 300/3) je chemické zloženie (po-
mer, $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$; obr. 3; Radvanec, 2000) analyzova-
ného chloritu, granátu a biotitu v jednom výbruse na jed-
nej čiare v prípade, keď tieto minerály kryštalizovali naraz
a z jedného protolitu. Táto čiara (pomer $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$) sa
skladá z hodnôt tohto pomeru v chlorite, biotite, granáte
a pretína chemické zloženie na teoretickej krivke chloritu,
biotitu a granátu, ktorý isto kryštalizoval pri zmene tep-
loty medzi KFASH–KMASH v procese rovnovážnej
kryštalizácie týchto systémov (obr. 3; Radvanec, 2000;
Spear, 1995). Obr. 3 jednoznačne vyjadruje, že trojica
chlorit (1), biotit a granát (nuklea) kryštalizovala za rov-
novážnych kryštalizačných podmienok vo vzorkách meta-
pelitu (vzorka 301/2, 303/5 a 300/3) a v magnetitovo-
granátovej bridlici (vzorka 304/1, 300/1, 300/2 a 302/2).
Táto trojica minerálov kryštalizovala pri rovnakej teplote
a naraz (obr. 3) a z ich chemického zloženia sa vypočítala
aj teplota kryštalizácie každej vzorky osobitne. Až potom
sa vykreslila P-T dráha daného metamorfitu ako celku

(obr. 9; Radvanec, 2000). Uvažovať o kryštalizačnej ne-
rovnováhe tam, kde sa spočíta presný chemický vzorec
minerálu, je teoretická úvaha bez reálneho výstupu.
Okrem toho sa musí jasne povedať, čo sa pod kryštalizač-
nou nerovnováhou myslí.

Skratky minerálov a kryštalické tvary

Použité skratky minerálov sú v tab. 1, 2 a 3. V texte
a v tabuľkách sú relikty minerálov, ktoré sa v kryštalic-
kej bridlici zachovali z protolitu, označené indexom „0“,
metamorfne reakcie a P-T dráha pohybu metamorfítov je
na obr. 9 (Radvanec, 2000).

Termín štruktúra sme použili a používame, keď ide
o plochu (výbrus, plocha na vzorke), a termín textúra,
keď ide o priestor. Používať atribút idioblastický nemá
význam. Minerály sú idiomorfné, hypidiomorfné alebo
alotriomorfne pri metamorfóze, v sedimentácii alebo
v magmatickom procese. Tieto atribúty vyjadrujú kryšta-
lizačné obmedzenie minerálu v hornine. Blastéza vyjadruje
skôr chemickú nehomogénnosť a postupné dorastanie
príslušného minerálu pri odlišnom chemickom zložení
v rámci rovnakého minerálneho druhu.

Na s. 11 Radvanec (2000) sa vynechala vo vete čiarka.
Správne má byť: Minerálna asociácia v metapelite kryšta-
lizovala v rámci prvkovej asociácie, oxidov a silikátov
systému Si-Al-Ca-Fe-Mg-Na-K-O-H.

Literatúra

- Chang, L. L. Y., Howie, R. A. & Zussman, J., 1998: Non-silicates: Sulphates, Carbonates, Phosphates, Halites. *Rock-Forming Minerals, Vol. 2nd ed.*, 369–382, 101–136, 163–177.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1997a: Disilicates and Ring Silicates. *Rock-Forming Minerals, Vol. 1B, 2nd ed.*, 559–602.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1997b: Rock-Forming Minerals, Double-chain silicates. *Volume 2B, 2nd ed. Longman Scientific & Technical*, 116–123.
- Korikovskij, S. P., Dubej, J. & Boronichin, V. A., 1989: Vysokože-
leznaté metasedimenty z Kokavy nad Rimavicou (veporikum). *Mineralia Slov.*, 21, 251–258.
- Radvanec, M., 2000: Metapelit, amfibolová bridlica a vznik magneti-
tovo-grafitovej mineralizácie vo veporiku pri Kokave nad Rimavi-
cou. *Mineralia Slov.*, 32, 1–16.
- Reeder, R. J., 1990: Carbonates. *Mineralogy and Chemistry. Rev. min.*, 11, *Miner. Soc. Amer.*, 62–67, 77–96, 227–264.
- Spear, F. S., 1995: Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Tem-
perature-Time Paths. *Miner. Soc. Amer., Washington, D. C., Second Printing*.
- Veblen, D. R. & Ribbe, P. H., 1982: Reviews in Mineralogy, Volume
9B, Amphiboles: Petrology and Experimental Phase Reactions. *Miner. Soc. Amer.*, 241–262.

Obsah

Vulkanologický kurz (Herľany, jún 2000)	1
12. európsky kongres elektrónovej mikroskopie	
EUREM '2000	4

Medaila D. Andrusova	5
Kronika	6

Vulkanologický kurz

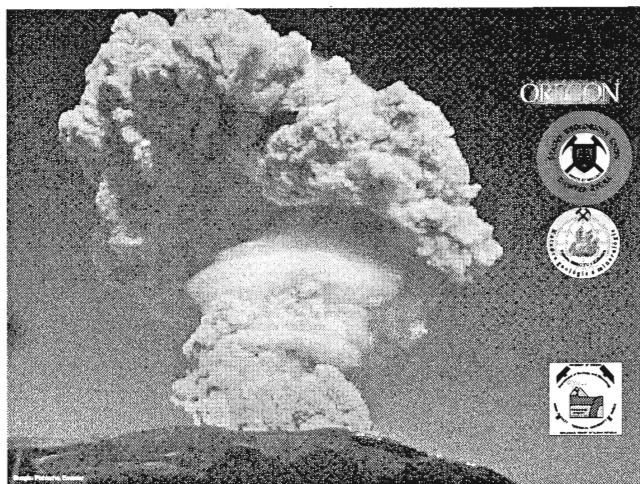
Herľany 25. – 30. jún 2000

Formovanie nastupujúcej generácie geológov patrí medzi dôležité úlohy univerzít aj vedeckých geologických inštitúcií a takýto cieľ sleduje aj spolupráca medzi Štátnym geologickým ústavom Dionýza Štúra a Fakultou BERG Technickej univerzity v Košiciach, ktorá už má istú tradíciu i solídnu úroveň.

V roku 1999 vznikol na Katedre geológie a mineralógie F BERG TU v Košiciach vulkanologický klub, ktorý odborne vedú vedeckí pracovníci ŠGÚDŠ a v ktorom študenti aktívne získavajú vulkanologické informácie, podnikajú krátke terénne exkurzie do vulkanitov východného Slovenska a na prednáškach sa zoznamujú aj so súčasnou vulkanologickou aktivitou v rozličných regiónoch sveta. Členovia klubu boli aj pôvodcami myšlienky zorganizovať vulkanologický kurz, pretože akcia podobného zamerania v postkomunistických krajinách strednej Európy chýba.

Prvý vulkanologický kurz sa podarilo zorganizovať a konal sa 25. – 30. júna 2000 v priestoroch košickej technickej univerzity v Herľanoch za účasti pätnástich vedeckých, pedagogických pracovníkov, študentov zo slovenských univerzít. (Gordon Goles a Branislav Žec – organizátori kurzu, Bartolomej Baláž, Shah Wali Faryad, Marián Košúth, Vierka Kollárová, Slavomír Tóth, Rastislav Demko, Peter Jonáš, Martin Máté, Marek Konrády, Norbert Hudec, Katarína Trebuňová, Antónia Tóthová a Monika Labanská).

Obec Herľany leží na úpätí vulkánov Slanských vrchov a je známa gejzírom, ktorého erupcie umocňovali pracovnú atmosféru kurzu. Kurz zorganizovali tri inštitúcie – Katedra geológie a mineralógie Fakulty BERG TU v Košiciach, ŠGÚDŠ v Bratislave a Oregonská univerzita v Eugene (USA).



VOLCANOLOGY COURSE

JUNE 25, - JUNE 30, 2000

HERĽANY



Program kurzu mal dve časti. Prvú tvorili prednášky, ktoré intenzívne prebiehali od 25. do 29. júna a vulkanologické otázky a problémy sa pri nich ilustrovali na príkladoch zo súčasných aktívnych vulkanických regiónov. 30. júna – posledný deň kurzu – bola bohatá terénna exkurzia po východoslovenských vulkanitoch.

Prvá časť prednášok bola tematicky orientovaná na vzťahy medzi vulkanizmom a tektonikou na aktívnych okrajoch tektonických platní. Klasickým príkladom takejto aktivity je severozápadná časť pacifického regiónu severoamerického kontinentu a vulkanizmus Nového Zélandu, najmä vulkán Karioi na lineamente Alexandra na severnom ostrove. Problémy týchto oblastí sa po ich prezentácii analyzovali.

Druhá časť prednášok sa týkala pôvodu a modifikácie magmy, resp. magmatických hornín na už spomenutých príkladoch, ako aj na „klasickom“ skaergaardskej intrúzii východného Grónska.

Zárukou vysokej odbornej úrovne kurzu bola účasť prof. Gordona Goleša z Oregonskej univerzity, ktorý prednášal a zároveň aj referoval o výsledkoch svojho výskumu v spomenutých oblastiach. Analyzovaný typ vulkanizmu na oblasť karpatského vulkanického oblúka vo východoslovenských vulkanitoch aplikoval vo svojich prednáškach Branislav Žec zo ŠGÚDŠ. Problematiku petrologického výskumu vulkanických hornín stredného Slovenska prezentovala Viera Kollárová zo ŠGÚDŠ.

29. mája sa prvá časť kurzu zavŕšila slávnostnou večerou, pri ktorej si účastníci vymieňali aj náhľady na prednesenú problematiku.

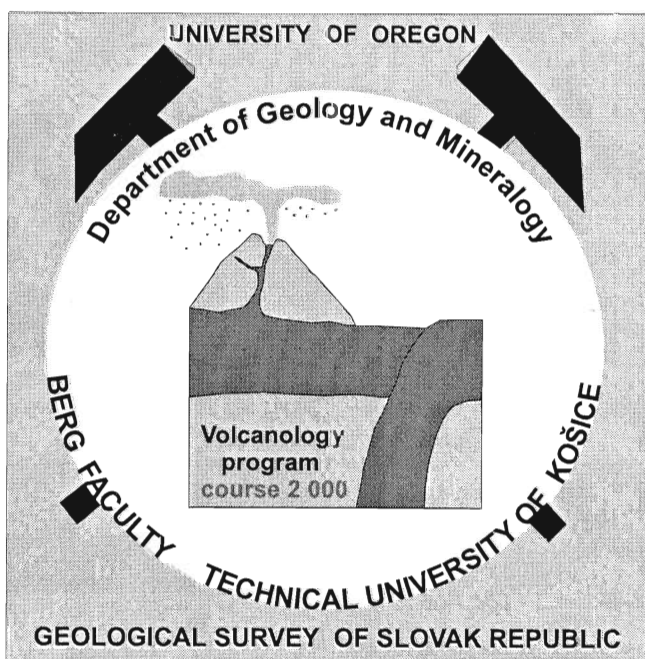
V rámci terénnej exkurzie, ktorú viedol B. Žec, sa navštívili lokality v Slanských, Vihorlatských a v Zemplínskych vrchoch. Prvou zastávkou bol stratovulkán Zlatá Baňa, kde sa prezentovali formy a typy intruzívnych telies centrálnej vulkanickej zóny. Potom sa navštívili Fintice a Záhradné, v ktorých blízkosti vystupujú plyt-

kointruzívne/extruzívne telesá komplexu Lysá stráň – Oblík. V strednej časti – ako tretia zastávka – bol monogenetický vulkán Košický Klečenov s produktmi hydrovulkanickej aktivity, potom periférna oblasť stratovulkánu Strechový vrch a v Dargovskom priesmyku lávový prúd pyroxenického andezitu odkrytý v opustenom lome.

Exkurzia pokračovala vo Vihorlatských vrchoch, kde bol cieľom viniansky komplex pri obci Vinné, ktorý tvoria andezitové extruzívne telesá a ich brekcie. Šiestou zastávkou bola oblasť centrálnej vulkanickej zóny stratovulkánu Morské oko, kde sa prezentovali podobné otázky ako pri stratovulkáne Zlatá Baňa. Po krátkom oddychu a občerstvení pri jazere exkurzia pokračovala na severozápadnej strane stratovulkánu Popriečny, kde je lokalita Beňatinská voda s ryodacitovým telesom, čo bola siedma zastávka. Predposlednou navštívenou lokalitou bol opustený lom v Strede nad Bodrogom, v ktorom vystupuje redeponovaný tuf a epiklastický vulkanický pieskovec. V priestore lomu sú vyhlbené pivnice na uskladnenie chýrneho tokajského vína. Tie boli aj pozvánkou na poslednú lokalitu exkurznej trasy. Bola ňou vínna pivnica v Malej Trni, kde účastníci kurzu mohli intímne precítiť spojenie viniča a vulkanického materiálu vo výslednom produkte – tokajskom víne zo slovenskej časti svetoznámeho tokajského regiónu. Ochutnávka zlatistého moku tvorila záver vydatého prvého vulkanologického kurzu.

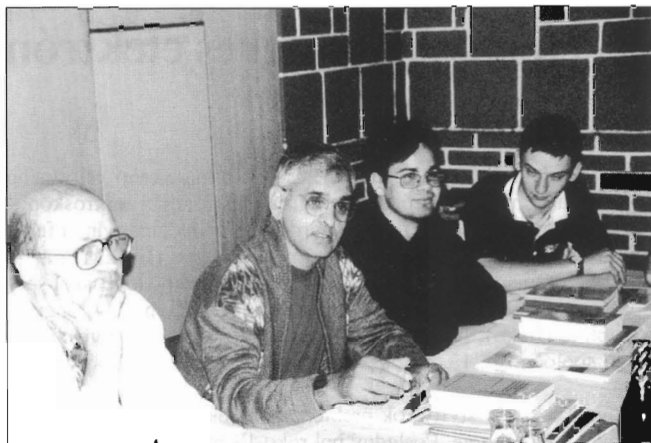
Organizačný výbor prvého vulkanologického kurzu ďakuje firme Uranpres, s. r. o., v Spišskej Novej Vsi a s. r. o. Rima Murán v Rožňave za čiastočné finančné sponzorovanie kurzu a vedeniu ŠGÚDŠ za geologické mapy oblasti Slanských a Vihorlatských vrchov a vysvetlivky k nim.

B. Žec

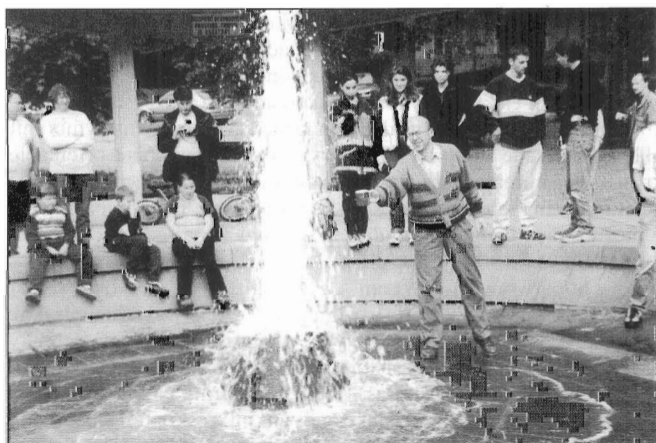




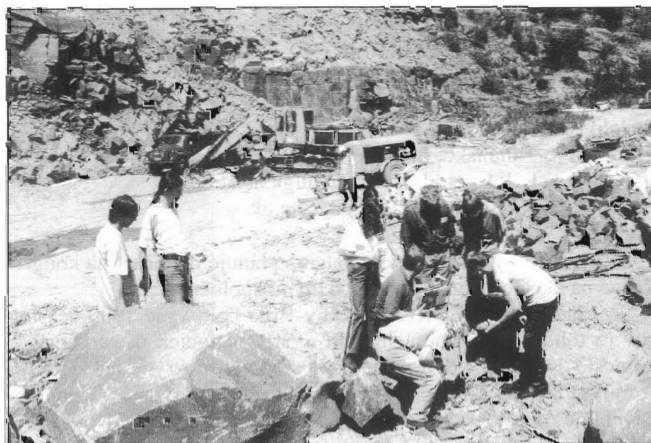
Obr. 1. Účastníci vulkanologického kurzu v Herlanoch



Obr. 4. Diskusia po prednáške



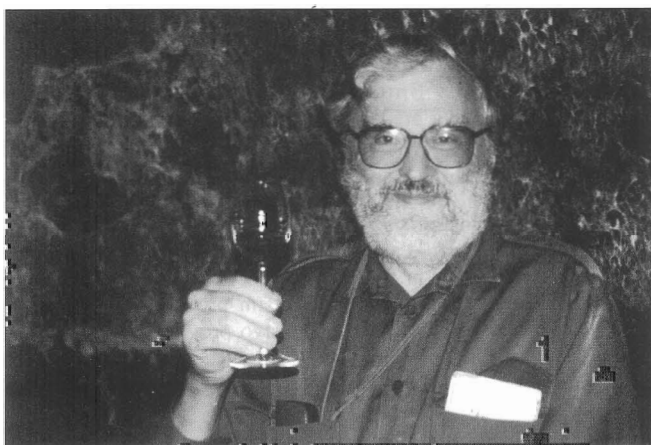
Obr. 2. Koniec erupcie herlianskeho gejziru. V pozadí účastníci kurzu



Obr. 5. Účastníci kurzu v lome Senderov



Obr. 3. Prof. G. Góes pri prednáške o vulkanizme na Novom Zélande



Obr. 6. Prof. G. Góes „Dovidenia pri druhom, už medzinarodnom vulkanologickom kurze v roku 2002“

12. európsky kongres elektrónovej mikroskopie EUREM'2000 (Brno 9. – 14. júl 2000)

9. – 14. júla 2000 sa v pavilóne E a A brnianskeho veľtržného výstavniska konal 12. európsky kongres elektrónovej mikroskopie. Takýto kongres sa organizuje v koordinácii s Medzinárodnou federáciou spoločností pre elektrónovú mikroskopiu (IFSEM) raz za štyri roky. O usporiadateľovi 12. kongresu – Česko-slovenskej spoločnosti pre elektrónovú mikroskopiu – sa rozhodlo na 11. kongrese v Dubline (Írsko), hoci záujem usporiadať ho prejavilo viac členských spoločností. 13. európsky kongres bude roku 2004 v Jeruzaleme.

Rovnako každý štvrtý rok prebieha aj celosvetový kongres elektrónovej mikroskopie. Posledný bol roku 1998 v Cancune (Mexiko) a nasledujúci bude roku 2002 v Durbane (Južná Afrika).

Výhody organizovať kongresy v koordinácii s IFSEM sú okrem iného aj v tom, že IFSEM poskytuje štipendium mladým vedcom, aby sa na nich mohli zúčastniť. Napr. dvom členom Česko-slovenskej spoločnosti pre elektrónovú mikroskopiu poskytla po 1000 USD, aby sa mohli zúčastniť na kongrese v Mexiku, a odpustila im aj kongresový poplatok.

V rokoch, keď sa nekoná európsky ani svetový kongres, usporadúvajú sa národné alebo aj medzinárodné kongresy. Pozvánky už poslalo

Taliansko: <http://www.maspec.bo.cnr.it>

Rakúsko: <http://zoology.uigk.ac.at>

Anglicko: <http://med.ic.ac.uk>

aj iné krajiny.

Česko-slovenská spoločnosť nateraz plánuje iba účasť na kongresoch a na akciách organizovaných inými spoločnosťami.

Na 12. kongrese EUREM'2000 v Brne bolo vyše 1000 účastníkov (z toho 163 pozvaných hostí a 519 platiacich účastníkov, čo prinieslo 143 tisíc USD, dostatočnú sumu na pokrytie nákladov na kongres) a viac ako 800 odborných vystúpení. Na 11. kongrese v Dubline roku 1996 bolo vyše 1300 účastníkov.

Materiály z brnianskeho kongresu (odborné referáty, prednášky, príspevky z panelových diskusií) vyšli v troch zborníkoch, ale aj kompletne na CD nosiči, ktorý dostal každý účastník už pri prezentácii. Harmonogram odborných referátov všetkých simultánnych sympózií (biologické vedy, fyzika a inštrumentálne metódy) bol prístupný na Internete na adrese

<http://www.eurem2000.cz>

12. kongres prebiehal v meste s bohatou tradíciou vývoja a výroby elektrónových mikroskopov (od známeho TEM Tesla BS 242, oceneného na EXPO v Bruseli roku 1956 zlatou medailou), z ktorého sa do celého sveta predalo vyše tisíc elektrónových mikroskopov. Aj preto sa počas celého kongresu na inštrumentálnych výstavách zúčastnilo vyše 40 svetoznámych firiem (Jeol, Philips, Zeiss, Oxford Instruments, Hitachi, Tescan, Edax, Fischione Instruments, Camscan, Delong Instruments a pod.), a tak celé prízemie pavilónu E slúžilo na demonštráciu a prevádzku najnovších modelov elektrónových mikroskopov s prídavnými zariadeniami (napr. rozličnými typmi detektorov), no najmä s najnovším programovým vybavením. Účastníci si mohli prezrieť množstvo programov pre elektrón-

nové mikroskopy na báze operačného systému Windows, pretože v ostatných rokoch sa vývoj a výroba koncentrujú práve na ich ovládanie a riadenie počítačmi.

V operačnom systéme Windows na digitálne spracovanie obrazu a rozličných aplikácií analytických postupov v elektrónových mikroskopoch upúťovali demonštráciou svojich najnovších programov firmy, ktoré popri širokej ponuke propagačného materiálu a perspektív dávali k dispozícii záujemcom aj CD nosič s ponúkaným programom v demonštračnej verzii, ale možno sa s nimi zoznámiť aj v Internete napr. na týchto adresách:

<http://www.pointelectronic.de>

<http://www.tvips.com>

<http://www.alicon.com>

<http://www.roentec.de>

V súvislosti s demonštráciou elektrónových mikroskopov bola rovnako zaujímavá aj ponuka z vývoja programov v rozličných verziách na riešenie kryštalografických parametrov skúmaných vzoriek.

Osobitnú zmienku si zasluhujú počítačové programy využívajúce a ďalej spracúvajúce obrazy z elektrónovej difrakcie. V spojení s transmisným elektrónovým mikroskopom býva ich výstupom indexovanie generovaných difrakčných bodov Millerovými symbolmi hkl. Detegované body sa potom využívajú vo výpočte orientácie kryštálovej mriežky, pretože orientácia difraktujúceho kryštálu je determinovaná ich geometrickým usporiadaním. Bližšie informácie o možnostiach týchto programov poskytujú aj nasledujúce internetové stránky:

<http://www.tsl-oim.com>

(Japonsko)

<http://www.univ-lille1.fr/lmpgm>

(Francúzsko)

Na výstave bol zastúpený aj vývoj programov z oblasti techniky difrakčného zobrazovania spätne odrazených elektrónov (EBSP – electron backscattered patterns). Komerčná firma NORAN predvážala prídavné zariadenie k elektrónovému mikroskopom s počítačovým programom na analýzu a generovanie línií kikuči (kikuchi). Takáto unikátna výbava na Slovensku doteraz nie je a v Českej republike ju má iba Vysoká škola banská v Ostrave. Geometria usporiadania línií kikuči (kikuchi) v EBSP predstavuje informácie o kryštálovej symetrii, orientácii kryštálu a o deformácii kryštálovej fázy. Hodnotenie projekcie týchto línií priamo z obrazovky bolo veľmi zložitým analytickým postupom, ale súčasný softvér – založený na vytýčení niekoľkých hlavných línií priamo na obrazovke (myšou) – indexovanie, ako aj ďalšie analytické postupy pri štúdiu mikrotextúry a štruktúrnej orientácie aj submikroskopických kryštálov uľahčuje a zrýchľuje (možno analyzovať aj plochu menšiu ako 100 nm vo vzorke). Demonštračná verzia tohto programu je aj na Internete na adrese

<http://www.noran.com>

a generovanie línií v ponuke aj na adrese

<http://cimewww.epfl.ch>

Súčasťou brnianskeho kongresu bola aj výstavka fotomikrografií (formátu 36 x 28 cm), hodnotných z vedeckého hľadiska, no aj s umeleckým podtextom.

J. Stankovič

Geológovia Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského zriadili Medailu D. Andrusova

Katedry Prírodovedeckej fakulty UK združené v geologickej sekcii navrhli v roku 1998 vyjadriť úctu dielu vynikajúceho vedca a pedagóga, ako aj založiť tradíciu verejného oceňovania priekopníckych prác v geologických odboroch zriadením Medaily D. Andrusova.

Vybraní členovia geologickej sekcii pod vedením prof. RNDr. D. Hovorku, DrSc., boli poverení vypracovať štatút na udeľovanie Medaily D. Andrusova.

Štatút na udeľovanie Medaily D. Andrusova

I.

Medaila D. Andrusova je čestné ocenenie vynikajúcich výsledkov vo vedeckom bádani v geologických vedách, ktoré podstatne prispeli do rozvoja geologických vied alebo sa stali základom na vytvorenie vedeckej školy.

1. Medaila D. Andrusova sa udeľuje fyzickým osobám vo všetkých odboroch geologických vied.

2. Návrh na udeľenie Medaily D. Andrusova môžu písomne podávať fyzické alebo právnické osoby (inštitúcie, spoločnosti, záujmové a profesijné združenia) vedúcemu geologickej sekcii Prírodovedeckej fakulty UK. Súčasťou návrhu je jeho zdôvodnenie.

3. O udeľení Medaily D. Andrusova rozhoduje vedenie geologickej sekcii s grémium profesorov geologickej sekcii Prírodovedeckej fakulty UK.

II.

Medaila D. Andrusova sa udeľuje za:

1. a) vynikajúce a odbornou komunitou akceptované výsledky vedeckovýskumnej činnosti,

b) publikované syntetizujúce monografie metodického alebo regionálneho zamerania,

c) spracovanie nových metodických postupov, realizáciu patentov alebo iných akceptovaných postupov aplikovaných vo vedeckom výskume alebo v spoločenskej praxi,

d) priekopnícku pedagogickú činnosť v odboroch pedagogických vied.

2. Medaila D. Andrusova sa udeľuje príležitostne a odovzdáva ju dekan Prírodovedeckej fakulty UK pri slávnostnej príležitosti v reprezentačných priestoroch Prírodovedeckej fakulty UK.

III.

1. Medaila D. Andrusova sa udeľuje nepravidelne, prevažne každé dva až štyri roky. Udeľené medaily sa číslujú.

2. Medaila D. Andrusova sa udeľuje pracovníkom univerzít (vysokých škôl) a vedeckovýskumných inštitúcií pôsobiacej v Slovenskej republike. Udeľuje sa občanom Slovenskej republiky aj cudzincom, ktorí sa významne zaslúžili o výskum Západných Karpát a tetýdnej oblasti Európy.

IV.

1. Mená držiteľov Medaily D. Andrusova budú napísané na pamätnej doske vo vstupnom priestore do pavilónu G Prírodovedeckej fakulty UK.

2. Štatút na udeľovanie Medaily D. Andrusova schválil výbor geologickej sekcii Prírodovedeckej fakulty UK na svojom zasadnutí 25. júna 1998.

Prof. RNDr. Dmitrij Andrusov, DrSc., sa narodil 7. novembra v Jurjeve (dnes Tartu) v Estónsku ako syn univerzitného profesora Nikolaja Ivanoviča Andrusova, vynikajúceho ruského geológa, a Nadeždy Genrichovny, rodenej Schliemannovej. Umrel 1. apríla 1976 v Bratislave.

Po otcovi a dedovi H. Schliemannovi, slávnom objaviteľovi Tróje, zdedil vedecké nadanie a otec bol aj jeho prvým geologickým inštruktorom. Stredoškolské štúdiá začal na klasickej gymnázii v Kyjeve, pokračoval v nich v Petrohrade, kde v roku 1915 maturoval. V tom istom roku sa zapísal na štúdium prírodných vied na Petrohradskej univerzite, od roku 1918 študoval na Tauridskej univerzite v Simferopole a od roku 1920, keď jeho rodičia opustili Rusko, prešiel na Sorbonnu do Paríža.

V roku 1920 prišiel s rodičmi do Prahy a tam ho na Karlovej univerzite roku 1925 promovali na doktora prírodných vied. V roku 1929 sa stal asistentom v geologicko-paleontologickom ústave Karlovej univerzity, ktorý viedol prof. R. Kettner. V roku 1932 sa tam habilitoval ako súkromný docent geológie. V roku 1938 ho vymenovali za riadneho profesora geológie Slovenskej vysokej školy technickej v Košiciach, ktorú potom premiestnili do Martina a ďalej do Bratislavy. V roku 1940 ho vymenovali za riadneho profesora geológie Slovenskej univerzity v Bratislave a prednášal geológiu na obidvoch jestvujúcich slovenských vysokých školách.

D. Andrusov sa roku 1940 zaslúžil o založenie Štátneho geologického ústavu v Bratislave (neskôr Geologický ústav D. Štúra) a stal sa jeho prvým riaditeľom. V školskom roku 1944/1945 bol dekanom Fakulty špeciálnych náuk SVŠT v Bratislave a v školskom roku 1946/1947 prodekanom tej istej fakulty. V roku 1952 sa stal vedúcim novej Katedry geológie na Prírodovedeckej fakulte UK. Mal leví podiel aj na zriadení Fakulty geologicko-geografických vied UK, ktorá mala významnú úlohu vo výchove geológov v rokoch 1952–1959.

Prof. RNDr. D. Andrusov bol členom rozličných vedeckých spoločností u nás aj v zahraničí. Od roku 1953 bol akademikom SAV a od roku 1956 členom korešpondentom ČSAV.

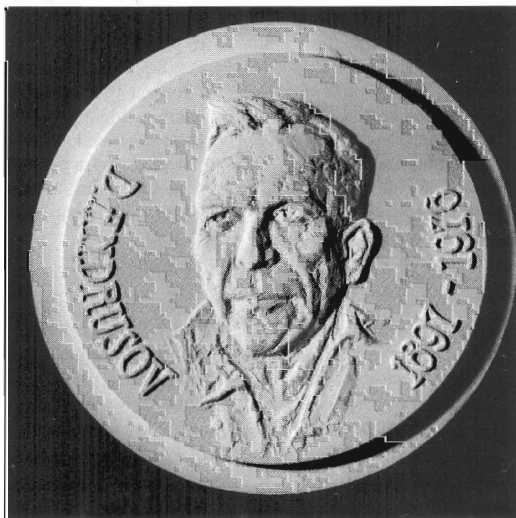
Vedeckovýskumná činnosť prof. D. Andrusova bola veľmi rozsiahla, ale hlavným predmetom jeho bádateľskej činnosti bola geológia Západných Karpát, o čom svedčia mnohé jeho vedecké štúdiá a monografie. Jeho najrozsiahlejším dielom je trojzväzková monografia *Geológia československých Karpát*.

D. Andrusov nebol iba erudovaným vedcom, ale aj vynikajúcim univerzitným pedagógom. Táto jeho činnosť nespočívala iba v množstve napísaných skrípt a učebných textov, ale najmä v osobnom vedení mladých adeptov geológie.

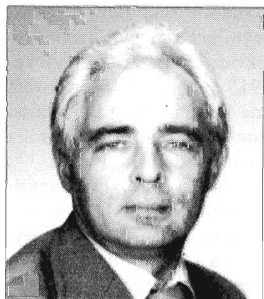
Prvú Medailu D. Andrusova udelili univerzitnému pedagógovi prof. RNDr. Milanovi Mišíkovi, DrSc., výbornému vedcovi, žiakovi profesora D. Andrusova, na jeho 72. narodeniny.

Prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc., pôsobí na Katedre geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK od roku 1951 doteraz. Prednášal regionálnu geológiu Karpát, sedimentárnu petrografiú a geotektoniku, no jeho hlavnou disciplínou je historická a stratigrafická geológia. Ako pedagóg pôsobil na univerzite Habana (Kuba) a v Alžírsku (Université de Constantine). Viedol mnoho našich aj zahraničných vedeckých aspirantov. Založil slovenskú sedimentárno-petrografickú školu a rozvinul štúdium mikrofácií karbonatických hornín. Analýzou exotických hornín z telies zlepenca kriedy a paleogénu vyvrátil nesprávne paleogeografické predstavy, čo viedlo k vytvoreniu nového modelu Západných Karpát.

V. Sitár



Na šesťdesiate narodeniny RNDr. Michala Zakoviča



RNDr. Michal Zakovič sa narodil 20. júla 1939 v Brezníci v Stropkovskom okrese. Od roku 1958, keď zmaturoval na Strednej priemyselnej škole geologickej a baníckej v Spišskej Novej Vsi, až do odchodu do dôchodku na konci roka 1999 pracoval v Geologickej službe Slovenskej republiky (predtým Geologický ústav Dionýza Štúra). Do roku 1964 (s výnimkou vojenskej základnej služby v rokoch 1958–1960) bol kolektorom v oddelení mezozoika, kde spolu s RNDr. A. Bielym, CSc., vykonával geologické mapovanie mezozoika Nízkych Tatier a Muránskej

planiny. Roku 1963 začal popri zamestnaní študovať na Prírodovedeckej fakulte hydrogeológiu a inžiniersku geológiu, a preto roku 1964 prešiel do oddelenia hydrogeológie, kde pracoval až do roku 1999.

Po skončení vysokoškolských štúdií (roku 1969) diplomovou prácou o podzemných vodách skupiny Veľkého boka v Nízkych Tatrách sa s Ing. E. Kullmanom, DrSc., ako spoluautor zúčastňoval na hydrogeologickom výskume mezozoika Chočských vrchov, Stratskej hornatiny a Galmusa. V rokoch 1972–1975 ako zodpovedný riešiteľ úspešne skončil úlohu Hydrogeologický výskum paleogénu Levočských vrchov. V rokoch 1976–1980 bol zodpovedným riešiteľom úlohy Hydrogeologický výskum minerálnych vôd SSR a v jej rámci z hľadiska výskytu minerálnych vôd zhodnotil Zvolenskú kotlinu a Rimavskú a Lučenskú kotlinu, oblasť Oravíc a urobil rekognoskáciu minerálnych prameňov spojenú s odberom na chemické analýzy celého Východoslovenského kraja. Tieto oblasti zhodnotil záverečnými správami. V tejto súvislosti treba osobitne spomenúť úspešný 650 m hlboký vrt OZ-1 (Jurík) na Oraviciach (severná svahy Západných Tatier) s prelivom 35 l.s⁻¹ 28 °C teplej vody, projekt a vytýčenie vrtu OZ-2, ktorým sa dosiahol zdroj termálnej vody s výdatnosťou 80 l/s a s teplotou vody 56 °C, ktoré dodnes priťahujú širokú turistickú verejnosť symbiózou vysokohorského prostredia a kúpeľného areálu a využívajú sa ako lákavá príležitosť kúpeľa po náročnej vysokohorskej túre.

V rámci úlohy Hydrogeologický výskum minerálnych vôd Pohronia sa v oblasti Čerína a Čačína vyhlbili dva hydrogeologické vrty. Vrtom v Čačine sa získal nový zdroj minerálnej vody s výdatnosťou 3,5 l/s, ktorá sa v súčasnosti plní v novej plniarni a predáva na celom Slovensku pod názvom Aqua prima. Vrt v Čeríne nedosiahol projektovanú hĺbku (150 m), pretože pri prevrtávaní neogénnych sedimentov nastala v hĺbke 48 m silná erupcia minerálnej vody s počiatočnou výdatnosťou cca 300 l/s, ktorá po piatich dňoch poklesla na 50 l/s. Pretože vrt je asi 8 km od kúpeľov Sliač, bol na príkaz inšpektorátu kúpeľov a zriadiel Ministerstva zdravotníctva SR zlikvidovaný.

Okrem toho sa Dr. M. Zakovič v rokoch 1973 až 1977 zúčastňoval na tvorbe celoštátnej edície hydrogeologických máp v mierke 1:200 000 a v jej rámci spracoval hydrogeologické pomery paleogénu na liste Žilina, Poprad, Svidník a Michalovce. Zároveň bol zodpovedným redaktorom listu 26 Žilina a 28 Svidník. Od roku 1981 až do odchodu na expertízu do Alžírsku (v novembri 1981) bol zodpovedným riešiteľom úlohy Hydrogeologický výskum paleogénu Šarišskej vrchoviny.

Počas expertízneho pobytu v Alžírsku sa Dr. M. Zakovič venoval vyhľadávaniu nových zdrojov podzemnej vody v oblasti kraja Mascara, kde vypracoval 27 hydrogeologických štúdií pripravil projekt a viedol hĺbenie 21 hydrogeologických vrtov, ktorými sa zdokumentovalo 305 l.s⁻¹ nových zdrojov pitnej vody.

Po návrate z expertízy (v máji 1985) viedol Dr. M. Zakovič štátnu výskumnú úlohu Geologický výskum jódo- a brómových vôd SSR, v rámci ktorej sa vyhlbil štruktúrny hydrogeologický vrt v Oravskej Polhore Slaná voda. Vrtom hlbokým 2417 m sa dosiahla jódo- a brómová voda s prelivom 2,5 l/s a teplotou 41 °C s obsahom 18,0 mg/l jódu a 120 mg/l brómu.

Roku 1989 oslávenec zostavil hydrogeologickú mapu Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny v mierke 1:50 000 a v rámci úlohy sa tam vyhlbil aj hydrogeologický 658 m hlboký vrt RKZ-I Bátka, ktorým sa zastihla minerálna voda s mineralizáciou 3847,4 mg.l⁻¹ a obsahom CO₂ 1768,5 mg.l⁻¹

V rokoch 1988 až 1993 bol Dr. M. Zakovič vedúcim oddelenia hydrogeológie (roku 1990 sa premenovalo na oddelenie hydrogeológie a geotermálnej energie). V rokoch 1991 až 1993 zároveň viedol štátnu výskumnú úlohu Hydrogeologický výskum Slovenska, v rámci ktorej sa tvorili hydrogeologické mapy v mierke 1:50 000, a vykonával regionálny, ako aj metodický hydrogeologický výskum. V tom období zostavil hydrogeologickú mapu Levočských vrchov a hydrogeologickú mapu Šarišskej vrchoviny, obidve v mierke 1:50 000, a vyprojetoval, realizoval a zhodnotil vrtné práce na lokalite Nová Ľubovňa, kde vrtom hlbokým 170 m (Veronika) zachytil minerálnu vodu s výdatnosťou 12 l/s, ktorá sa v súčasnosti plní do fliaš a predáva pod názvom Ľubovnianska.

V rokoch 1994 až 1999 jubilant tvoril hydrogeologickú mapu Čiernej hory v mierke 1:50 000 a vykonával vyhľadávacie hydrogeologický prieskum v Starohorských vrchoch. Pri hĺbení posledného vrtu, ktorý projetoval a viedol v lokalite Baláže, sa pri rozširovaní vrtného priemeru navrátila munícia z druhej svetovej vojny, nastala explózia, čím sa retaz úspešných hydrogeologických vrtov jubilanta uzavrela.

RNDr. Michal Zakovič sa ako hydrogeológ postupne venoval takmer všetkým typom hydrogeologického prostredia na území Slovenska. Cez mezozoikum a kryštalinikum jadrových pohorí prešiel k hodnoteniu podzemných vôd hornín vnútrokarpatského paleogénu a neskôr vonkajšieho flyša. V rámci práce s minerálnymi vodami sa venoval aj sedimentárnej výplni kotlin Západných Karpát. Výsledky jeho práce zhrňa 27 záverečných správ, ktoré prešli oponentúrou, a 42 publikácií. Výsledky z hydrogeologického výskumu predniesol na viacerých odborných konferenciách a seminároch.

V rokoch 1978–1981 bol dr. Michal Zakovič predsedom odbornej skupiny hydrogeológie pri SGS. Už roku 1971 mu udelili rezortné vyznamenanie Najlepší pracovník geologickej služby. Nečudo, keď bol a je známy nielen svojím pracovným entuziazmom, ale aj čistým ľudským a láskavým prístupom ku každému, kto s ním prišiel a prichádza do kontaktu. Dúfame, že všetky tieto vlastnosti si ešte nadiho zachová.

P. Malík

V roku 1990 sa podieľal na riešení týchto výskumných úloh.

1. Hydrogeologická mapa Rimavskej kotliny 1:50 000 – komplexne vyhodnotil v spolupráci so špecialistami ústavu.
2. Spoluriešiteľ plánovanej časti Hydrogeologická mapa Tatier 1:50 000 (redaktor V. Hanzel).

Publikácie

- Zakovič, M. et al., 1990: Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej mape ČSSR 1:200 000 – list 26 Žilina, GÚDŠ, Bratislava.
- Zakovič, M., Bodiš, D. & Fendek, M., 1990: Výskum jódobrómových vôd na Slovensku.
- Zborník referátov z V. celoslovenskej geologickej konferencie. SGÚ, Bratislava.
- Zakovič, M., 1990: Hydrogeologické pomery (in J. Nemček, 1990). Vysvetlivky ku geologickej mape Čergovského pohoria a Ľubovnianskej vrchoviny. GÚDŠ Bratislava.
- Franko, O., Bodiš, D. & Zakovič, M., 1990: Výsledky výskumu minerálnych vôd Slovenska. Zborník príspevkov k 50. výročiu založenia GÚDŠ. GÚDŠ, Bratislava.
- Hanzel, V., Škvarka, L., Dovina, V. & Zakovič, M., 1990: Výskum podzemných vôd Slovenska a jeho zameranie do roku 2000. Zborník referátov z V. celoslovenskej geologickej konferencie. SGÚ, Bratislava.

– Od 1. 1. 1986 ako vedúci štátnej úlohy S-01-547-803 Geologický výskum I-br vrt vo vybraných oblastiach Slovenska koordinoval a riešil túto úlohu.

– Bol zodpovedným riešiteľom etapy 05 Hydrogeologická mapa Rimavskej kotliny 1:50 000. Úloha bola riešená v rámci štátnej úlohy S-01-547-806 Hydrogeológia SR – zdroje podzemných vôd, ich využitie a ochrana.

– Ako spoluriešiteľ sa podieľal na riešení úlohy Hydrogeologická mapa Tatier 1:50 000 (zodpovedný redaktor V. Hanzel).

– V rámci štátnej úlohy S-01-547-802 Regionálny geologický výskum SR – III. etapa sa podieľal na riešení a zhodnotení hydrogeologických pomerov pre geologickú mapu v mierke 1:50 000 regiónu Pieniny – Lubovnianska vrchovina – Čergov (zodpovedný riešiteľ J. Nemček). Spracoval hydrogeologické pomery vnútrokarpatského paleogénu, flyšového pásma a minerálne vody.

– Pre novo vydané mapy hydrogeologických rájónov Slovenska spracoval hydrogeologické pomery flyšového pásma západného Slovenska (redaktorom mapy je J. Šuba – SHMÚ Bratislava).

– Zostavil a do tlače pripravil textové vysvetlivky k dvom hydrogeologickým mapám 1:200 000, a to listy Žilina a Svidník.

Publikované práce

Zakovič, M., 1986: Hydrogeologické pomery kraja Mascara v Alžírsku. *Geol. Průzkum*, 28, 10, SNTL, Praha, 289–291

Hanzel, V. & Zakovič, M., 1986: Základná hydrogeologická mapa ČSSR 1:200 000, list Košice. *GÚDŠ, Bratislava*.

Zakovič, M., 1987: Základná hydrogeologická mapa ČSSR 1:200 000, list Žilina. *GÚDŠ, Bratislava*.

Zakovič, M. et al., 1988: Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej mape ČSSR 1:200 000, list 28 Svidník. *GÚDŠ, Bratislava*.

Zakovič, M., 1988: Dôležitosť poznania geologických pomerov pre optimálne zachytenie a využitie podzemných vôd. *Zborník referátov z odborného seminára Optimalizácia využitia puklinových a puklinovo-krasových vôd. GÚDŠ, Bratislava*.

Zakovič, M., 1988: Základná hydrogeologická mapa ČSSR 1:200 000, list Svidník. *GÚDŠ, Bratislava*.

Zakovič, M. & Bodiš, D., 1989: Podzemné vody karbonátov mezozoika severo-západných svahov Západných Tatier. *Západ. Karpaty, Sér Hydrogeol. inž. Geol.*, 7.

Zakovič, M., 1989: História vyhľadávania jódobromových vôd v oblasti Oravskej Polhory. *IV. Balneohistorická konferencia. Zborník konferenčných prednášok I. Bojnice 7–8. 11. 1989*.

Zakovič, M., 1989: Thermal iodine-bromine waters of the flysch Belt in the West Carpathians. *Materiály XIII. kongresu KBGA, Sofia*.

Životné jubileum RNDr. Dušana Kubínyho, CSc.



2. februára 2000 plný životného optimizmu a neutíchajúcej aktivity oslávil svoje sedemdesiatiny po predný slovenský geológ, speleológ a aktívny ochranca prírody, čestný člen Slovenskej geologickej spoločnosti a Slovenskej speleologickej spoločnosti RNDr. Dušan Kubíný, CSc.

Jubilant sa narodil 2. februára 1930 ako ôsme dieťa v rodine remeselníka v Brezne. Detstvo a študentskú mladosť prežil v úzkom kontakte s rázovitou horehronskou krajinou a krásnou prírodou južných svahov Nízkych Tatier, čo bolo

rozhodujúce pre celý jeho ďalší život, ktorý spojil s prírodnými vedami. Dva roky štúdiá na gymnáziu v Banskej Štiavnici mali nesporné vplyv na to, že si roku 1949 po príchode na Prírodovedeckú fakultu UK v Bratislave zvolil štúdium geológie, ktoré absolvoval roku 1953 a získal aj titul RNDr.

Začiatky profesionálnej kariéry jubilanta v rokoch 1955–1997 boli späté s jeho pôsobením v GÚDŠ v Bratislave a časovo sa zhodujú so začiatkom výskumu spojeného s tvorbou regionálnych map ČSSR v mierke 1:200 000. Ako začínajúci geológ sa s elánom zapojil do plnenia tohto projektu a objektom jeho výskumu bolo kryštalínikum. V priebehu niekoľkých rokov vytvoril geologické mapy vtedy ťažko prístupných terénov Veľkej Fatry, Starohorských vrchov, Nízkych Tatier a masívu Fabovej hole. V tejto geologickej oblasti pôsobil ako vedúci geológ. Svojou aktívnou prácou významne pomohol pri riešení vývoja stavby najmä kryštalínika kráľovohorských Tatier a Fabovej hole a vzťahu kráľovohorského pásma k kroniku. Markantné prejavy veľkej tektoniky týchto regiónov zverejnil v prednáške na konferencii Nemeckej akadémie vied v Berlíne roku 1960.

V politicky hektickom roku 1958 bol jubilant prinútený prestúpiť z Bratislavy do GP v Banskej Bystrici, kde podľa potrieb pracoviska robil geologické mapovanie, tektonický výskum a prieskum nerastných surovín vo všetkých útvaroch Západných Karpát a na základe získaných poznatkov vypracoval viac nových koncepcií geologicko-tektonickej stavby územia, ako aj genézy

niektorých ložísk (Trangoška, Špania Dolina, Liptovská Dúbrava, Čierny Balog-Zákluky a Dobroč), o ktorých spracoval rozsiahle ložiskové štúdie.

V rokoch 1964–1965 zmapoval v strednom a severnom Mongolsku viac ako 10 tisíc km² územia a bol spoluobjaviteľom niekoľkých ložísk Au, polymetalických kovov, Ti a Fe. Roku 1965 bol aj vedúcim československej expedície skupiny.

Od roku 1975 až do odchodu do dôchodku roku 1993 jubilant pracoval v Lesníckom výskumnom ústave vo Zvolene ako vedúci vedecký pracovník a vedúci odboru. Roku 1977 získal vedeckú hodnosť kandidáta geologických vied (CSc.). Vo výskume využil svoje bohaté poznatky z predchádzajúcej geologickej praxe a vypracoval viac transformných metód interakcií geologického podložia na lesnícku problematiku, okrem iného napr. o vplyve odlišného geologicko-horninového podložia na zdravotný stav lesa a objav zákonitosti rozšírenia lesov od priebehu tektonických porúch, o čom s úspechom prednášal na 10. medzinárodnej konferencii v Duluthe (Minnesota, USA) roku 1992. Vo Zvolene pôsobil aj ako externý prednášateľ na Lesníckej fakulte Technickej univerzity.

Popri všestrannej geologickej činnosti bol jubilant od mladosti zanietým ochrancom prírody. Je napr. autorom projektovej štúdie O základných prírodovedeckých problémoch Nízkych Tatier (1963), ktorá sa stala základom projektu NAPANT-u, ktorý je dnes už realitou. Okrem toho zostavil osem projektov na rozličné stupne ochrany vzácnych lokalít prírody. Niektoré z nich sú už štátnymi prírodnými rezerváciami.

Zároveň s úsilím o ochranu prírody sa jubilant venoval svojej celoživotnej záľube – jaskyniarstvu. Okrem teoretickej a praktickej speleológie vykonával aj kus organizačnej práce v prospech slovenského jaskyniarstva a bol jedným z iniciátorov návrhu na jeho organizáciu, podľa ktorého slovenská vláda roku 1969 uzákonila Správu slovenských jaskýň a Slovenskú speleologickú spoločnosť, ktorej bol jubilant v rokoch 1970 až 1976 predsedom.

RNDr. Dušan Kubíný, CSc., výsledky svojho výskumu ochotne odovzdával doma i v zahraničí na odborných akciách ako aj v tlači. Je autorom štyroch monografií a okolo 130 vedeckých prác a článkov (pozri výber publikácií), zväčša pôvodných a tematicky zameraných na regionálnu geológiu a nerastné suroviny, aplikáciu geológie na les, speleológiu a ochranu prírody. Nezabúdaj ani na populárno-vedeckú činnosť. Veľa článkov, cestopisných čít venoval napr. Mongolsku. A nemožno nepomenovať aj jeho poslednú autobiografickú publikáciu *Práca a život v katedrále prírody* (1999).

Za všestrannú odbornú, organizačnú a záujmovú činnosť udelili jubilantovi rozličné organizácie rad vyznamenaní: Najlepší pracovník mongolského Ministerstva geológie (1965), rezortné vyznamenanie Ministerstva baníctva ČSSR (1968), Zlatá plaketa GÚDŠ (1990), Zlatá medaila Slovenskej spe-

geologickej spoločnosti (1990), Plaketa Správy slovenských jaskýň v Liptovskom Mikuláši (1999), Strieborná plaketa Univerzity v Olomouci (1977), Strieborná plaketa Lesníckeho výskumného ústavu (1993) a Medaila J. Slávika (2000).

Našej slovenskej geologickej spoločnosti nemožno nepripomenúť ešte jednu osobnú vlastnosť jubilanta, ktorú dodnes využíva – zvučný a melodický horehronský hlas, ktorým vie v akejkoľvek situácii a spoločnosti vytvoriť vynikajúcu atmosféru.

RNDr. Dušanovi Kubínymu, CSc., pri príležitosti sedemdesiatky v mene všetkých geológov združených v Slovenskej geologickej spoločnosti úprimne ďakujeme za bohaté celoživotné dielo, blahoželáme mu a do ďalšieho života prajeme pevné zdravie a osobné šťastie.

M. Háber

Výber publikácií v odbore geológie a jej aplikácií

- Kubíny, D., 1954: Niekoľko poznámok ku geológii koreňových zón subatranských príkrovov na juh od Brezna. *Geol. Práce, Zpr.*, 1, 9–12.
- 1956: Správa o výskume ústrednej časti dŕmbierskeho masívu. *Geol. Práce, Zpr.*, 9, 110–119.
- Kubíny, D. & Zoubek, V., 1956: Predbežná správa o prehľadnom výskume západnej časti nízkotatranského jadra. *Geol. Práce, Zpr.*, 9, 107–109.
- 1958: Poznámky o geológii, tektonike a metamorfizme veporid južne od Hrona. *Geol. Práce, Zpr.*, 12, 64–87.
- 1958: Predbežné výsledky z geologického mapovania nízkotatranského granitoidného masívu. *Geol. Práce, Zpr.*, 14, 129–133.
- 1959: Poznámky o tektonickom postavení a veku hrončockej žulovej intrúzie. *Geol. Práce, Zpr.*, 15, 33–42.
- 1959: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní v širšom okolí Kráľovej hole. *Geol. Práce, Zpr.*, 16, 143–176.
- 1959: Aragonitová jaskyňa na Slovensku. *Ochr. Přír., Praha, XIV*, 1, 17–18.
- 1960: Príspevok ku geológii okolia Trangošky. *Geol. Práce, Zpr.*, 17, 97–104.
- 1961: Krasové systémy v obalových sériách Liptovských a Nízkyh Tatier. *Slov. Kras, III*, 3–19.
- 1962: Mladé granitoidy v Západných Karpatoch a ich vzťah ku granitoidom variským. *Geol. Práce, Zpr.*, 62, 33–64.
- 1962: Geologická pozícia starohorského kryštalinika. *Geol. Práce, Zpr.*, 62, 109–114.
- 1963: O geológii a genéze Fe, Mg karbonátového ložiska pri Č. Balogu. *Geol. Práce, Zpr.*, 21, 82–94.
- 1963: Nové poznatky o geológii ložísk pri Pile v Pohronskom Inovci. *Geol. Práce, Zpr.*, 29, 75–81.
- 1964: Správa o geologickom mapovaní v Starohorskom pohorí. *Zpr. geol. Výsk. v Roku 1963, Bratislava*, 91–93.
- 1965: Niektoré poznatky o geológii širšieho okolia Španej Doliny. *Geol. Práce, Zpr.*, 37, 113–126.
- Kubíny, D., Jelen, M. & Krs, M., 1966: Paleomagnetism of the Triassic rocks from northern Mongolia. *Čas. Mineral. Geol.*, 11, 4, 445–452.
- 1968: Zdroje živcov v Záp. Karpatoch. *Geol. Průzk.*, 10, 3, 78–81.
- 1969: Hlbinné zlomy Záp. Karpát. *Geol. Práce, Zpr.*, 47, 45–50.
- 1969: Geologická pozícia a výskum Sb ložísk na Slovensku. *Geol. Průzk.*, XI, 8, 227–229.
- 1970: Geologické a speleologické pomery krasového územia v okolí Srnčej priepasti na Trangoške. *Slov. Kras, VIII*, 99–102.
- 1971: Výsledky vyhľadávania a výskum živcových surovín na Slovensku. *Mineralia Slov.*, 3, 12–13, 371–382.
- 1971: Tektogenéza ľadových jaskýň na Slovensku. *Slov. Kras, IX*, 237–247.
- Kubíny, D. & Pastor, J., 1972: Vplyv tektoniky na vznik antimonitového ložiska Dúbrava v Nízkyh Tatrách. *Mineralia Slov.*, 4, 16, 249–256.
- Kubíny, D. & Bárta, J., 1973: Sprievodca k exkurzii Vybrané krasové územia a jaskyne Slovenska. 6. Medzinárodný kongres pre speleológiu v ČSR. Olomouc – L. Mikuláš, 102.
- Kubíny, D. & Čilič, I., 1974: Štruktúrne-tektonická pozícia a prognózy ložísk antimonitu v Nízkyh Tatrách. *Geol. Průzk.*, 6, 227–230.
- 1974: Geotektonická pozícia intrúziivného telesa hrončockých žúl. *Čas. Mineral. Geol.*, XIX, 2, 217.
- 1974: Poznámky k otázke veľkých presunov granitoidných masívov v Záp. Karpatoch. *Zbor. II, Materiály z III. celoslovenskej geologickej konferencie. Bratislava*, 164–165.
- 1974: Správa o geologických a speleologických pomeroch prepádového územia vo Valaskej pri Brezne. *Slov. Kras, XII*, 135–156.
- 1976: Vplyv štruktúrne tektonických a geochemických pomeroch na dynamiku a mikroklimu jaskýň. Sympóziu pre speleoterapiu a speleomedicínu. *Zb. MSK L. Mikuláš*, 21–26 a 118–119.
- 1977: Význam geologického mapovania na trasách lesných ciest. *Zprávy lesníckeho výskumu. Sv. XXIII*, 2, Praha, 16–20.
- 1977: Aplikácia regionálnej a detailnej geologickej stavby na metodiku inžiniersko-geologického prieskumu pre lesné cesty. *Ved. Práce VÚLH Zvolen, Bratislava*, 24, 43–74.
- 1978: Štruktúrne-tektonické črty Borinského krasu. *Ved. Práce, Slov. Kras*, 16, 95–101.
- 1979: Niektoré príklady styku kryštalinika s mladšími útvarmi v Nízkyh Tatrách. Tektonické profily Západných Karpát. *GÚDŠ, Bratislava*, 139–151.
- 1979: Planetárne tektonické švy a ich systémy a trhlinové systémy. *Stud. geogr (Brno)*, 70, 1980, 159–179.
- 1980: Úber planetare Tektonik. *Z. geol. Wiss. H 7, Berlin*, 817–833.
- 1980: Niektoré vzťahy tvorby životného prostredia ku geologickým formáciám a javom. Les v životnom prostredí človeka. In: *Zborník zo seminára o životnom prostredí. Zvolen*, 49–55.
- 1982: Rajonizácia krasového územia pomocou geologického profilovania. *Slov. Kras, XX*, 5–18.
- Kubíny, D. & Linderová, R., 1983: Vplyv zosuvných a tektonických porúch na sprístupnenie porastov a ich kvalitu. *Príroda, Bratislava*, 101.
- Kubíny, D. & Linderová, R., 1985: Funkčnosť tektonických porúch pre vývoj a rozšírenie lesov. *Čas. Mineral. Geol.*, 30, 4, 381–403.
- Kubíny, D. & Linderová, R., 1986: Tektonicko-klimatický blok Západných Karpát ako hlavná vegetačná čiara. *Lesnícky časopis, Bratislava*, 32, 5, 423–427.
- 1986: Vplyv geologicko-tektonickej a morfolologickej pozície na tvorbu úrodnosti zemín. *Ved. Práce VÚLH Zvolen*, 35, Bratislava, 43–68.
- 1986: Príčiny zosuvného a iného porušenia lesníckych stavieb. *Ved. sympóziu VŠLD Zvolen*, 117–123.
- 1986: Aplikácia geologických vied v lesníctve. In: *Zbor. z konferencie Poznatky z bioklimatológie, lesníckej ekológie a meliorácie. Zvolen, Bratislava*, 275–283.
- 1987: Produkcia lesa vo vzťahu k tektonickej a zosuvnej porušiteľnosti. *Ekonomika a riadenie, 17. Zb. VÚLH Zvolen, Bratislava*, 57–66.
- 1987: Geochronológia tektonických švov Zeme a ich prejav v Karpatoch. In: *Zbor. z konferencie KBGA Štruktúrny vývoj Karpato-balkánskeho orogénneho pásma, Bratislava*, 57.
- 1987: Prejavy neotektoniky v okolí Poľany. *Seminár ČSMG pri ČSAV Zprávy Geografického ústavu ČSAV*, 4, Brno, 73–79.
- 1989: Vplyv stavu vrchnej litosféry na ekológiu krajiny. *Ved. Práce 40, VÚLH Zvolen*, 189–212.
- Kubíny, D., Klč, P. & Messingerová, V., 1989: Zosuvy na lesných cestách vo fľši a metódy prevedenia stabilizácie a ich sanácia. *Lesnícke informácie VÚLH, Zvolen*, 1, 94.
- Kubíny, D. & Štrba, S., 1989: Hodnotenie vodohospodárskeho potenciálu povodí Slovenska v geokosystémoch krajiny. *Lesnícky časopis, Zvolen, Bratislava*, 35, 5, 379–388.
- 1989: Pseudokrasové javy vo vulkanitoch Poľany. *Slov. Kras*, 175–180.
- 1989: Hodnotenie pôd podľa veku, pôdneho typu, bonity a živnej potencie horninového substrátu. In: *Zbor. referátov zo seminára Oceňovanie funkcií lesa a jeho zložiek, Zvolen*, 61–72.
- 1990: Geologicko-tektonická pozícia Harmaneckého krasu. *Slov. Kras*, 28, 47–57.
- 1990: Geologicko-dynamizačné aspekty vodného diela Gabčíkovo. In: *VÚLH Zbor. referátov zo seminára Pestovanie lesov v meniacich sa hydrologických podmienkach. Zvolen, Gabčíkovo*, 130–135.
- 1991: Vplyv geologického substrátu na les. In: *Zbor. Geológia a životné prostredie Donovaly*, 56–62.
- 1992: Deep Seated Tectonics of the Earth and forests Distribution. *Acta instituti forestalis Zvolensis*, 8, 195–213.
- 1992: Planetary tectonics of the Earth and its applications. Program with Abstracts and Mid-Conference field trip Guide 10th International Basement Tectonics. *Conference University of Minnesota, Duluth, USA*, 69–73.
- 1992: Geotektonika vybraných území v severnom veporiku. *Geol. Práce Spr.*, 94, 69–73.
- 1996: Geologický a geomorfologický inventarizačný výskum NPR Malá Stožka. *Ochrana prírody, Banská Bystrica*, 14, 5–12.
- 1998: Z autorovho výskumu po roku 1955. *Mineralia Slov.*, 30, 1, 9–14.
- 1999: Práca a život v katedrále prírody (autobiografia). Banská Bystrica. 121

Rady autorom

Každý autor sa usiluje, aby jeho článok bol nielen obsahovo, ale aj graficky na vysokej úrovni. Vaše ilustrácie budú kvalitné, ak presne dodržíte naše inštrukcie.

Už pri príprave obrázka treba zvážiť, či sa umiestni na jeden stĺpec alebo na dva stĺpce, resp. na celú tlačennú stranu. Vhodne upravený obrázok (veľkosť písmen, hrúbka čiar) možno reprodukovat aj v pomere 1:1 alebo odporúčame urobiť kresby (perovky) väčšie, ako sa predpokladá ich veľkosť po vytlačení. Perovky majú byť zhotovené sýtnym čiernym tušom. Pri obrázkoch urobených na počítači treba redakcii poslať originálne obrázky (nie xeroxové kópie) vytlačené na pauzovacom papieri - *tlač laserovou tlačiarňou v kamerálnej podobe pri vysokom rozlíšení (min. 300 DPI)*. Pri zostavovaní obrázkov redakcia odporúča pracovať s programami vo vektorovom zobrazení (napr. Corel Draw — TIFF). Neodporúčame používať veľmi tenké čiary (tzv. vlasovej hrúbky) ani na obrysy, ani vo výplni.

Úmerne k predpokladanému zmenšeniu treba zvoliť hrúbku čiar, veľkosť písma, čísiel, hustotu šrafovania a pod. Text možno napísať väčším aj menším písomom (nie verzálkami - veľkými písmenami), a to podľa toho, čo sa má zvýrazniť. Optimálna veľkosť písma v časopise po zmenšení je pri veľkých písmenách a číslach 2 mm a pri malých písmenách 1,6 mm.

Všeobecne

1. Rukopis v dvoch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia Slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Ak je možnosť, pošlite text článku na diskete 3,5", spracovaný v editore T602 (WinText602, Ami Pro, MS Word, WordPerfect; PC) alebo MS Word, QuarkXPress (Mac) v norme Kamenických alebo Latin2. S disketou zašlite aj jeden výtlačok textu na papieri.
3. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdľahavejšie.
4. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obvyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom résumé je v slovenčine).
5. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko.

Text

1. Úprava textu včítane zoznamu literatúry prispôbajte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovačom 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba odlišiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 - hierarchicky najvyšší, 2 - nižší, 3 - najnižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr. (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou ... podľa Dubčáka (1987). Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obťahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne vlnkovkou.
13. K článku treba pripojiť kľúčové slová.
14. Abstrakt, résumé, vysvetlivky k obrázkom a názvy tabuliek predloží autor redakcii aj v angličtine.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 340 x 210 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačenej v časopise je 170 x 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť. V prípade ilustrácií vytvorených na počítači prosíme o ich zaslanie na diskete 3,5" vo formáte CorelDraw (PC), Adobe Illustrator (PC, Mac) alebo Aldus FreeHand (Mac).
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (zvyčajne o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formou, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísiel, aby najmenšie písmená po zmenšení boli veľké aspoň 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu volí aj hrúbku čiar.
4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr. fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier.
7. Fotografie musia byť ostré, čiernobiele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípku doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch volí jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píše strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a dopĺňať.
13. Farebné ilustrácie sú vítané, ale náklady na ich tlač hradí autor.

Tabuľky

1. Tabuľky sa píše na osobitný list. Ich rozsah a vnútornú úpravu treba voliť tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa nepripájajú.
2. Údaje zoradíte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise).
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívajte.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa v abecednom poriadku uvádza iba literatúra citovaná v danom článku. Citácia označená „v tlači“ sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom „v prípade“, „zadané do tlače“ sú neplnohodnotné a nemajú sa používať ani v texte. Citácia „osobná informácia“ sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Používať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:
Kniha
Gazda, L. & Čech, M., 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155.
Časopis
Vrba, P., 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. Mineralia Slov., 21, 135 - 142.
Zborník
Návesný, D., 1987: Vysokodraselné ryolity. In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203 - 215.
Manuskript
Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. & Srnka, T., 1985: Žilné ložiská jedloveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript—archív GP Spišská Nová Ves, 28.
3. Pri článku viac ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názov, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J., 1975.