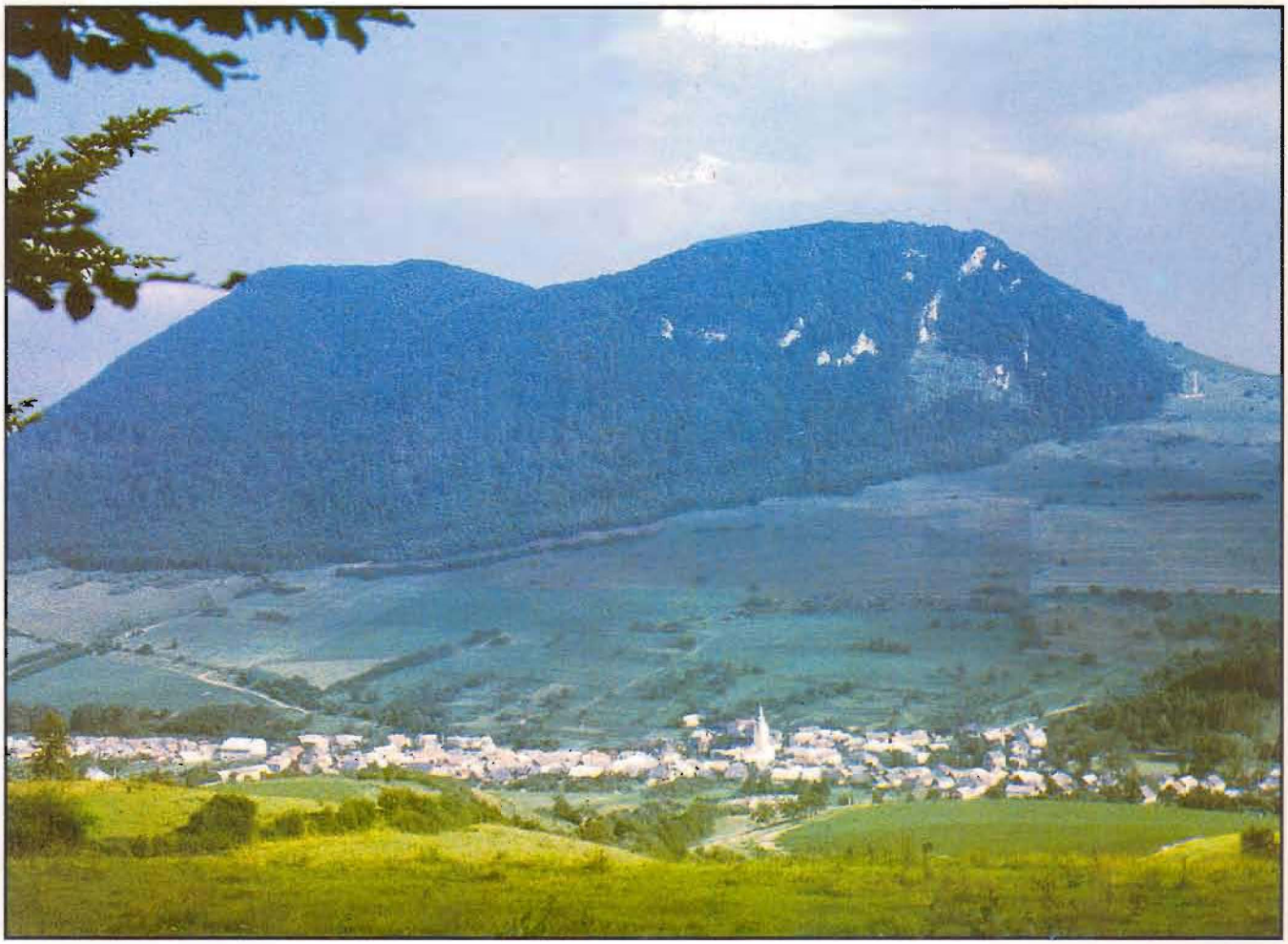
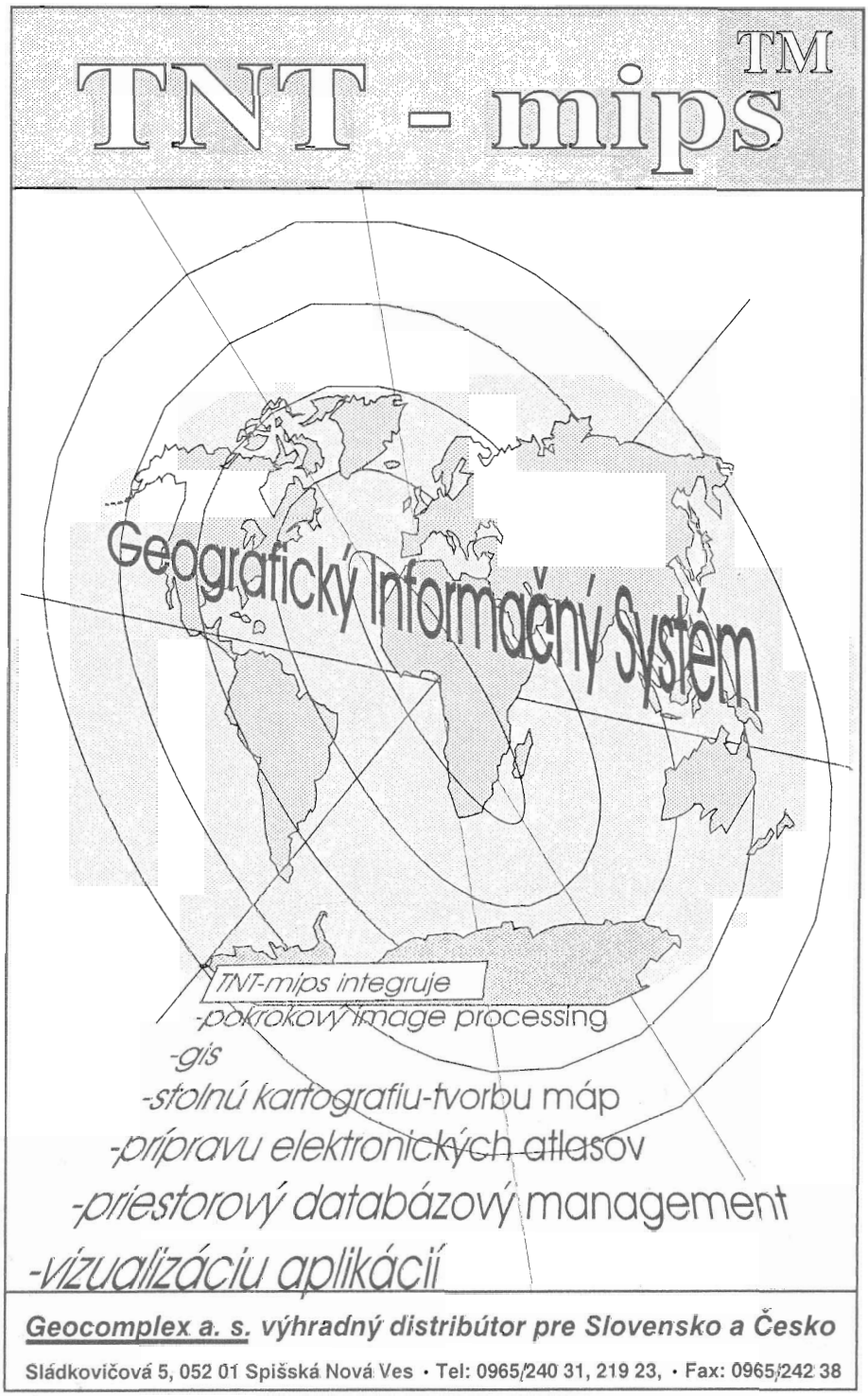
6/26/1994
ISSN 0369-2086

Mineralia slovaca





Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne. Vydavateľ: Geocomplex, a. s., Bratislava. Spoluvydavateľ: Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves. Sadzba v redakcii Mineralia slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: Opal Prešov.
Predplatné v roku 1994: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 78,- Sk, študenti 40,- Sk, nečlenovia spoločností a organizácie 228,- Sk (+DPH). Cena jednotlivého čísla je 38,- Sk. Časopis možno objednať v redakcii.
Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii. Adresa redakcie: Mineralia slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice. Telefón/fax: 095/43 78 46.

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geocomplex, a.s., Bratislava and Geologický prieskum, state enterprise, Spišská Nová Ves. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office Mineralia slovaca.
Subscription for 1994 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.
Advertising: Contact managing editor. Address of the Editorial office: Mineralia slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia; Phone/fax: ++42/95/43 78 46.
© Geocomplex, a.s., Bratislava

Obsah - Contents

Mineralia slovaca 26 (1994) ■ 6

Radvanec, M.
Postupnosť kryštalizácie pri parciálnom tavení kôry v extenznom režime strižnej zóny na príklade vzniku granitu v oblasti Ochtiná a Rochovce
Crystallization sequence under partial crust melting in extensive regime on the example of granite generation in Ochtiná and Rochovce area (Western Carpathians) 373

Gazdačko, Ľ.
Polyfázový deformačný vývoj východnej časti stykovej zóny gemerika a veporika
Polyphase deformational development in the eastern part of contact zone of Gemericum and Veporicum (Western Carpathians) 387

Németh, Z.
Alpínska tektonika v nižnoslanskej depresii
Alpine tectonics in the Nižná Slaná Depression (contact zone between Gemericum and Veporicum, Western Carpathians) 399

Grecula, P.
Litofaciálny vývoj mladšieho paleozoika hraničnej oblasti gemerika a veporika - problémy a námety
Lithofacial development of the Late Paleozoic complexes in the boundary zone between Gemericum and Veporicum - problems and suggestions (Western Carpathians) 411

Grecula, P.
Mladšie paleozoikum hraničnej zóny gemerika a veporika - sekvencie iniciálneho štádia meliatskeho vývoja
Late Paleozoic of the boundary zone of Gemericum and Veporicum - sequences of the initial stage of Meliata development (Western Carpathians) 427

Maťo Ľ.
Minerály tetraedritovo-tennantitovo-goldfielditového radu z Kremnice
The minerals of the tetrahedrite-tennantite-goldfieldite solid solution series from Kremnica (Central Slovakia) 433

Kušnierová, M.
Neextrakčné metódy využitia mikroorganizmov pri spracúvaní As-Sb-Au rúd
Non-extractive microorganisms utilizing methods for Au-As-Sb ores treatment 445

GEOvestník

OBÁLKA: Radzim - morfologicky výrazný fenomén v nižnoslanskej depresii. Vrchnú časť tvoria triasové karbonáty v podloží s mladopaleozoickými karbonátmi a pelitico-psamitickými sekvenciami. Problematikou sa zaoberajú články Z. Németha a P. Greculu na str. 399 - 410 a 411 - 432. Foto P. Grecula.

COVER:Radzim hill - morphologically distinctive phenomenon in the Nižná Slaná Depression. The upper part of the hill is built up by the Triassic carbonates. The Late Paleozoic carbonates and pelitic-psammitic sequences are developed in their underlier. The articles by Z. Németh and P. Grecula on pages 399 - 410 and 411 - 432 deal with this problematics. Photograph by P. Grecula

Mineralia slovaca

Časpis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií
Journal of the Slovak geological society and Slovak geological organizations

Vydáva Združenie Mineralia slovaca
Published byMineralia slovaca corporation

Vedúci redaktor - Chief editor
PAVOL GRECULA
Geocomplex, a. s.
Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia

REDAKČNÁ RADA - EDITORIAL BOARD

Predseda - Chairman
Karol Együd
Slovenská geológia, š. p., Spišská Nová Ves

Vladimír Bezák, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Miroslav Filo, Geocomplex, Bratislava
Dušan Grman, Geoconzult, Košice
Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Pavel Hvožďara, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Mikuláš Ingr, Ingeo, Žilina
Vlastimil Konenčný, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Ján Kozáč, Slovenská geológia, ATNS, Košice
Eduard Köhler, Geologický ústav SAV, Bratislava
Milan Mišik, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Milan Mořkovský, Geofyzika, Brno
Ladislav Novotný, Uránpres, Spišská Nová Ves
Ivan Pagáč, Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, Bratislava
Miroslav Račický, Ministerstvo živ. prostredia, Bratislava
Rudolf Rudinec, Nafta, Michalovce
Ondrej Samuel, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Juraj Tözsér, Ministerstvo živ. prostredia, Bratislava
Imrich Varga, Slovenská geológia, Košice
Dionýz Vass, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Eva Zacharová, Geofond, Bratislava

REDAKCIA - EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie - Managing editor
Mária Greculová

Redaktor - Editorial assistent
Mária Dryjová

Technické spracovanie - Production editor
Jozef Rajňák

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predseda - Chairman
Július Maljkovič
Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava

Členovia združenia - Members of the corporation

Geocomplex, a. s., Bratislava
Geofond, Bratislava
Geofyzika, Brno
Geoconzult, a. s., Košice
Slovenská geológia, š. p., Spišská Nová Ves
Geologicky ústav Dionýza Štúra, Bratislava
IGHP, a. s., Žilina
Nafta, a. s., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Slovenské magnezitové závody, Lovinobaňa
Uránpres, s. r. o., Spišská Nová Ves
Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, š. p., Bratislava

Mineralia slovaca, 26 (1994), 373 - 386

Postupnosť kryštalizácie pri parciálnom tavení kôry v extenznom režime strižnej zóny na príklade vzniku granitu v oblasti Ochtiná a Rochovce

MARTIN RADVANEC

Geologia, spol. s r. o., Markušovská cesta 1, 052 01 Spišská Nová Ves

(Doručené 10.2.1994)

Crystallization sequence under partial crust melting in extensive regime on the example of granite generation in Ochtiná and Rochovce area (Western Carpathians)

Granite occurring in the Ochtiná and Rochovce area is emplaced into the system of shear zone representing a part of the Gemeric and Veporic contact (Western Carpathians). Granite carries molybdenum and tungsten ores. It was found that there are two granite varieties, one frequently passing without sharp boundary into the other. A fine grained granite is made of Qtz + K-felspar + Pl + Bt + Phg + Ap + Mag + Zrn + Mon + Cal. More frequent is the other medium to fine-grained granite variety consisting of Qtz + K-felspar + Pl + Phg + Bt + Chl + Cal + Mag + Ap + Rtl + Zrn + Hem + Mon + (relic Amph).

The fine- and medium-grained Rochovce granite originated by protolith melting in a sequence from partial melting, terminating in minimum to anatectic melt generation. After crystallization, the melt represented an alkaline granite, in places syenogranite to monzogranite.

Anatectic melt originated at a pressure P = 9 kbar and temperature 650 °C. These conditions reflect melting in lower crust in about 27 km depth at normal geothermal gradient (25 °C.km^{-1}). Reactions in subsolidus stage reworked mineral assemblages from the melt at P = 5 kbar and T = 400 °C. All reactions occurred under an $H_2O + CO_2$ fluid phase control.

Granite originated in extensive tectonic regime of the shear zone where carbon dioxide source in the granite melt and that of subsolidus fluid phase changed in a longer time-span (Variscan and Alpine age). Depth span of the shear zone was smaller at the beginning of extensive movements in the zone. Then a source generating carbon dioxide from the neighbour crust ($\delta^{18}O$ = +5 to +10, $\delta^{13}C$ = -7 to -12) was active. During final stage of extension already a mantle source ($\delta^{18}O$ = +5 to +10, $\delta^{13}C$ = -3 to -7) have appeared and the shear zone reached maximum thickness. Molybdenum ores are related to CO_2 from crustal source whereas „younger" lead-zinc ores in the granite mantle are associated with CO_2 derived from mantle source.

Úvod

V oblasti Ochtiná - Rochovce je granit v systéme strižných zón súčasťou styku gemerika a veporika. Mnohí s jeho výskytom spájajú genézu Mo-W mineralizácie. Cieľom tejto práce je zistiť postupnosť a P-T podmienky kryštalizácie horninotvorných minerálov v rozličných štádiách granitu.

Súčasný stav poznatkov

Oblasť Ochtinej a Rochoviec sa stala predmetom výskumu po zistení Co-Ni mineralizácie v štruktúrnom vrte KV-3, ale ekonomicky zaujímavou sa ukázala Mo-W mineralizácia, ktorá sa v menšej miere zistila v granite, najmä v exokontakte rochovského granitu (metapelit). Podľa Václava et al. (1988) je zdrojom Mo a časti W granitová tavenina.

V kohútskom pásme veporika charakterizoval granit Kamenický (1977) a nazval ho rimavickým granitom. V tomto bezprostrednom okolí s rochovskou oblasťou granit intrudoval do svojho plášťa vo forme jazykov (l. c). Kontaktný účinok intrúzie nemá rovnaký prejav. V sz. časti je kontaktná premena úzka, kým v jv. je naopak pozorovateľná vo vzdialenosti 3 km. P-T podmienky kontaktnej metamorfózy v oblasti na J od Kokavy študovala Vozárová a Krištín (1985). Jej teplotu stanovili pomocou granátovo (Grt)-biotitového (Bt) geotermometra medzi 433 až 502 °C, resp. 404 - 503 °C a tlak metamorfózy odhadli na 2,07 kbar. Z asociácie Grt-Bt-Pl-Mus v plášti granitu autori (l. c.) odvodili aj inú teplotu kontaktnej metamorfózy (T = 447 - 522 °C) a tlak 3,1 - 4,4 kbar. V exokontakte zakrytej intrúzie rochovského granitu v oblasti vrtov RO-1, 2 a 6 interpretuje Vozárová (1990) svoje petrografické pozorovania ako variskú regionálnu nízkotlakovú a nízkoteplotnú metamorfózu s indexovou minerálnou asociáciou muskovit, albit a paragonit. Ďalej tu zistila (l. c.) alpínsku regionálnu metamorfózu pri strednom tlaku (3 - 6 kbar) a nízkej teplote (410 - 450 °C) s indexovou asociáciou chloritoid a kyanit. Tretím typom premeny je kontaktná alpínska termická nízkotlaková (pod 2 kbar) a vysokoteplotná (370 - 560 °C) metamorfóza s minerálnou asociáciou Bt-Cord-And (l. c). Korikovskij et al. (1986) stanovili v kontaktných rohovcoch (Cord+Bt+Ms+Qtz) v oblasti Rochovce - Chyžné teplotu 450 - 490 °C a tlak 3 - 3,5 kbar, pričom tlak na konci procesu klesol na 1 až 1,5 kbar.

Podľa Határa et al. (1989a, b) na S od oblasti, ktorú sledujeme (vrt KV-3, RO-2), intrudovala granitová tavenina do svojho plášťa v dvoch fázach, ktoré sa

odlišovali petrografickými a štruktúrno-textúrnymi znakmi a obsahom prvkov. Granit z obidvoch intruzívnych fáz je v poli monzogranitu a čiastočne aj v priľahlom poli syenogranitu. V prvej intruzívnej fáze kryštalizoval hlavne monzogranit, menej granodiorit, resp. syenogranit. Prevahu má biotitický porfyrický granit (Határ et al., 1989b). V tejto intruzívnej fáze autori (l. c.) rozlišujú tri samostatné etapy kryštalizácie granitoidu. Po prvej fáze, ktorá mala vysoký obsah Ce (130 ppm) a La (65 ppm, Határ et al., 1989a), nasledovala druhá intruzívna fáza, ktorá sa podľa Határa et al. (1989b) prejavila iba prítomnosťou sporadických žíl jemnozrnitého ružového granitu (syenogranitu) s prejavmi K metasomatózy alebo silicifikácie s Mo mineralizáciou. Granit z tejto oblasti charakterizuje prítomnosť allanitu (Határ et al., 1899a, b), resp. ortitu (Davidová a Siegl, 1979). Vysoký obsah skupiny vzácnych zemín (súčet REE+Y 273,3 až 433,4 ppm) zistil v biotitickom granite vo vrte KV-3 aj Ivanov (1984).

Klinec et al. (1980) teplotu kryštalizácie živcov v granite z vrtu KV-3 stanovili dvojživcovým geotermometrom na 610 až 640 °C. Začiatok kryštalizácie odhadli (l. c.) len teoreticky na 720 až 740 °C a teplotu konca kryštalizácie na 560 °C.

Z podrobného geologického prieskumu Lörincza (1993) v južnej časti zakrytej intrúzie rochovského granitu na jv. svahu Bredača, t. j. v oblasti, ktorú skúmame (vrty V-RO-7, 8, 10, 11, 16), a z výsledkov štúdia tejto oblasti Greculu et al. (1992) vychodí, že sa variety granitu často striedajú a medzi nimi vždy možno zistiť postupný prechod s pribúdaním alebo ubúdaním väčších výrastlíc živcov, často aj zmenu farby. Preto delenie prevažne jemnozrnitého až strednozrnitého granitoidu na prvú a druhú intruzívnu fázu pokladajú uvedení autori za geneticky neopodstatnené. Išlo o jeden spojitý proces, pri ktorom na začiatku kryštalizovali silikáty s nižším obsahom Si (živce) a na jeho konci sa uplatnili až prejavy silicifikácie.

P-T podmienky kontaktnej metamorfózy v južnej časti zakrytej intrúzie sú v metapelitoch (kontaktné rohovce) celkom odlišné od P-T podmienok kontaktnej metamorfózy na S územia (vrt KV-3, RO-2 a 6). V kontaktných rohovcoch na bezprostrednom styku s granitom prebiehala kryštalizácia pri tlaku P = 5,5 - 7 kbar a teplote T = 510 až 560 °C. V metapelite v širšom okolí granitu mala kontaktná metamorfóza pri objavení sa biotitu tlak P = 2 kbar a teplotu T = 450 - 490 °C. Kontaktná metamorfóza má indexovú asociáciu Qtz+Bt+Mus+Carb±Act a chýba tu cordierit, ktorý sa zistil v severnej časti územia (Pramuka in Lörincz, 1993).

Vek granitoidu študovanej oblasti a v jej bezprostrednom širšom okolí sa odvodil z geologických pozorovaní a výsledkov geochronologického datovania pomocou K/Ar, Rb/Sr metódy. Vozárová a Vozár (1982) považujú granit za vrchnokriedový (K/Ar metóda), Varga (1963) za alpínsky, lebo vystupuje v alpínskych štruktúrach, a Kamenický (1977) za prekambrický, resp. variský. Nemčok (1953), Chovan a Petro (1972) a Mišík et al. (1985) mu pripisujú mladovariský vek. Geochronologické merania poskytli takmer výlučne alpínsky vek (Burchart et al., 1987). Autor zdôrazňuje, že izochrónový K/Ar vek odvodený zo štúdia biotitu nezodpovedá podmienkam jeho vzniku, ale prechodu horniny cez izotermu 270 °C, a preto táto metóda zaznamenala najmladšiu udalosť teplotného „prepracovania" horniny v čase (l. c.).

Postup prác

Rozličné a reprezentatívne variety jemnozrnitého až strednozrnitého granitu sme na petrologické štúdium vzorkovali z vrtov V-RO-11, 7, 8, 10, 16, ktoré boli lokalizované na jv. svahu vrchu Bredač nedzi Ochtinou a Rochovcami (Lörincz, 1993). V laboratórnom stredisku Geologického prieskumu v Spišskej Novej Vsi sme zhotovili 60 výbrusov a petrograficky sme ich zhodnotili. Granitové variety sme pomocou mikroanalyzátora hodnotili kvantitatívnymi chemickými analýzami všetkých zistených minerálov. Merania sme urobili v stredisku mikroanalýzy ČGÚ v Prahe. Do petrologického hodnotenia granitu sme zahrnuli viac ako 114 reprezentatívnych analýz (tab. 2).

Makroskopický opis a minerálna asociácia granitu

Vo vrtoch sme makroskopicky zistili dve variety granitu, ktoré sa často plynule a bez hranice striedajú. Menej často sme pre prítomnosť K živca nachádzali jemnozrnitý ružový granit s biotitom ± krátke žilky kremeňa, často s kalcitom do 3 mm. Táto varieta má minerálnu asociáciu Qtz+K živec+Pl+Bt+Phg+Ap+Mag+Zrn+Mon+Cal. Oveľa častejšie sa v študovanej oblasti vyskytuje ružový (K živec) jemnozrnitý až strednozrnitý granit s biotitom a chloritom (do 10 modal. %) ± žilky kremeňa do 4 mm. Táto varieta má zloženie Qtz+K živec+Pl+Phg+ +Bt+Chl+Cal+Mag+Ap+Rtl+Zrn+Hem+Mon+(relikt Amf), (tab.1).

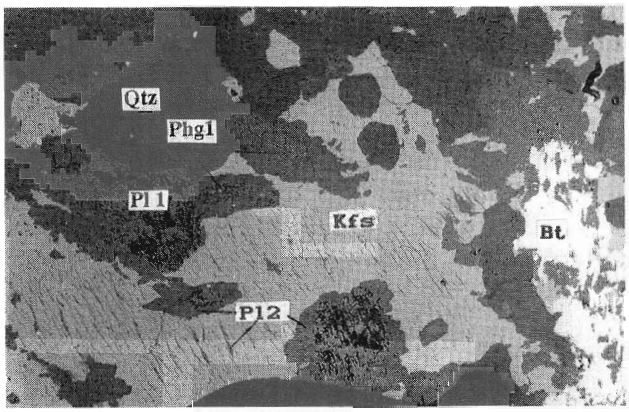
TAB. 1
Zistené minerály vo varietách rochovského granitu
Mineral composition of granite near Rochovce

Minerál	Skratka	Jemnozrnný granit	Jemno-strednozrnitý granit s reliktom amfibolu
Plagioklas	Pl	----------	----------
K živec	Kfs	----------	----------
Biotit	Bt (Phl)	----------	----------
Kremeň	Qtz (aQtz)	----------	----------
Fengit	Phg (Ms)	----------	----------
Chlorit	Chl	----------	----------
Apatit	Ap	----------	----------
Monazit	Mon	----------	----------
Zirkón	Zrn	----------	----------
Magnetit	Mag	----------	----------
Hematit	Hem		----------
Rutil	Rtl		----------
Kalcit	Cal (CCss)	----------	----------
Amfibol	Hbl (Tr)		----------

Minerálne zloženie

Plagioklas

V granite sa plagioklas vyskytuje vo forme idiomorfných až hypidiomorfných, väčšinou izolovaných zŕn

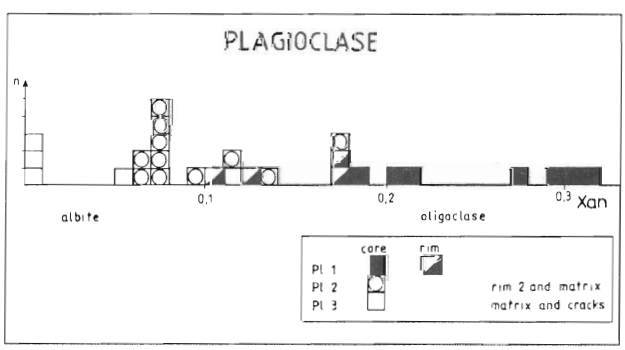


Obr. 1. Vzťah kataklázovaného, rekryštalizovaného a zonálneho reliktu klastu plagioklasu 1 s inklúziami Phg1 z predmagmatického štádia k mladšiemu homogénnemu plagioklasu 2, ktorý v rochovskom granite kryštalizoval z taveniny vo forme lemu a lamiel v K živci (mikropertit). Pl2, K živec a Bt neobsahujú inklúzie Phg1. Odrazené elektróny.

Fig. 1. Relations between cataclastic, recrystallized and zoned relic of plagioclase 1 clast with Phg1 inclusions from pre-magmatic stage to younger homogenous plagioclase 2 crystallizing from melt as rim around and lamellae in K-felspar (microperthite). Pkl2, K-felspar and Bt do not contain Phg1 inclusions. Reflected electrons.

veľkých do 4 mm. V matrixe horniny sa ďalej vyskytuje vo forme alotriomofných zŕn veľkých do 2 mm a vo forme lemu okolo staršieho plagioklasu 1 (obr. 1). Často sa plagioklas vyskytuje aj vo forme žiliek s kremeňom do 3 cm.

Z hľadiska postupnosti kryštalizácie plagioklasu je najstarší idiomorfný až hypidiomorfný Pl1, ktorý kryštalizoval spolu s fengitom (Phg1). Asi 40 % kryštálov plagioklasu 1 je nevýrazne zonálna s hodnotou X_{an} = 0,272$_{rim}$ - 0,308$_{core}$. Druhá skupina plagioklasu 1 je naopak chemicky výrazne zonálna s hodnotou X_{an} = 0,218 - 0,180 v strede zrna. Oveľa nižšie hodnoty



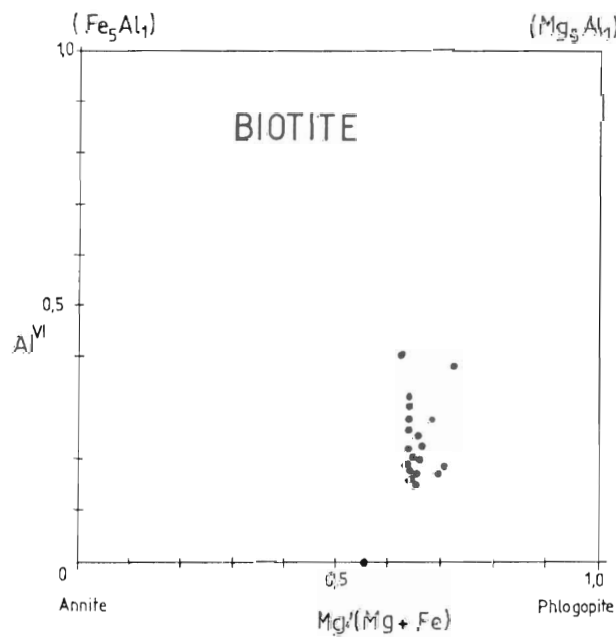
Obr. 2. Distribúcia hodnôt X_{an} v rôznych formách plagioklasu z rochovského granitu. Najstarší je relikt Pl1 z predmagmatického štádia. Pl2 je mladší a kryštalizoval v štruktúre mikropertitu s K živcom alebo v matrixe v magmatickom a subsolidovom štádiu. Pl2 často tvorí lem okolo Pl1. Pl3 je najmladší a kryštalizoval v stave subsolida granitu v matrixe a v krátkych trhlinách.

Fig. 2. Distribution of X_{an} values in several plagioclase forms from Rochovce granite. The oldest is Pl1 relic from pre-magmatic stage. Younger Pl2 crystallized in microperthite structure with K-felspar or in matrix in magmatic and subsolidus stage frequently creating rims around Pl1. The youngest Pl3 crystallised in subsolidus state of granite in matrix or into short fissures.

sú na jeho okraji (X_{an} = 0,106 - 0,177). Mladší a homogénny plagioklas 2 kryštalizoval vo forme lemu okolo Pl1 a kryštalizoval aj v matrixe horniny v asociácii s Qtz+Bt+K živec (X_{an} = 0,061 - 0,172). Plagioklas 2 sa často vyskytuje v lamelách K živca (mikropertit, obr. 1, 2). V žilkách, ktoré často pretínajú horninu, kryštalizoval plagioklas 3 (X_{an} = 0,052 - 0,116) spolu s kremeňom . Pl3 je súčasťou acociácie Pl3+Chl3+Qtz±(Phg3), ktorá vznikla po rozpade amfibolu (obr. 8, tab. 2).

K živec

K živec v asociácii s Qtz+Pl2+Bt+Phg2+(Chl1+Cal+ +Mag) tvorí matrix granitu a má dve formy. Jeho malé nezonálne a hypidiomorfné zrná (An_0 $Ab_{8,5 - 11,1}$ $Or_{90,2 - 88,9}$) bez inklúzií iných minerálov sú relatívne mladšie, staršie zrná majú najčastejšie alotriomorfnú formu a väčšinou sú to zhluky s hodnotou $An_{0,05 - 0,36}$ $Ab_{6,6 - 16}$ $Or_{93,4 - 84}$ do veľkosti 5 mm, ktoré kryštalizovali spolu s Pl2 okolo najstaršieho plagioklasu 1. Staršia forma K živec 1 + Pl2 tvorí matrix granitu, zmes dvoch minerálov (mikropertit) s hrúbkou Pl2 do 30 μm (obr. 1). Súčasný vznik tejto zmesi je výsledkom kryštalizácie dvoch nemiešateľných silikátových roztokov s obsahom Na a K (mikropertit). V štruktúre mikropertitu je v K živci 1 podiel X_{ab} = 0,066 - 0,160 a $An_{0,05 - 0,36}$ vysoký a to znamená, že sa v jeho štruktúre v počiatočných štádiách kryštalizácie granitoidnej taveniny viazal aj podiel Na a Ca (An, Ab molekula). Okrem K živca zaznamenal vysokú aktivitu Ca iónov v počiatočnom magmatickom štádiu aj s K živcom koexistujúci plagioklas 2 (obsah Ca, tab. 2).



Obr. 3. Vzťah Al^{VI} a Mg/(Mg+Fe) v chemicky homogénnom biotite rochovského granitu.

Fig. 3. Relations between Al^{VI} and Mg/(Mg+Fe) in chemically homogenous biotite of the Rochovce granite.

TAB. 3

Kryštalizáciu minerálov v jednotlivých štádiách vzniku granitu od Rochoviec
Occurrence of minerals in several granite crystallization stages

Minerál	Predmagmatické štádium	Magmatické štádium	Štádium subsolida granitu	
			Premena na Chl + Pl + Qtz	
Amfibol	----------			-------
Andezín	----------	----------. . . .		
Oligoklas	----------	------	. . .	
Albit		. . . . --	----------	
Kremeň	----------	----------	----------	
K živec		----------	--. . . .	
		Mg biotit	Prem. Phg + Chl	
Flogopit		------	---------- . .	. . . . .
	Phg1-Mus		Phg2	Phg3
Fengit	----------	. . . .	----------	----------
Chlorit		. .	. . . .-------	----------
Kalcit	. . . . .		----------	----------
Apatit	----------	--- . . .		
Zirkón	----------	---		
Monazit	----------	---		
Magnetit	----------	----------		
Hematit			. . . . .	----------
Rutil			. . . . .	----------

. . . predpokl. vznik	T = 650 °C	600 °C	640 °C	400 °C
--- vznik	P = 9 kb	9 kb	7 kb	5 kb

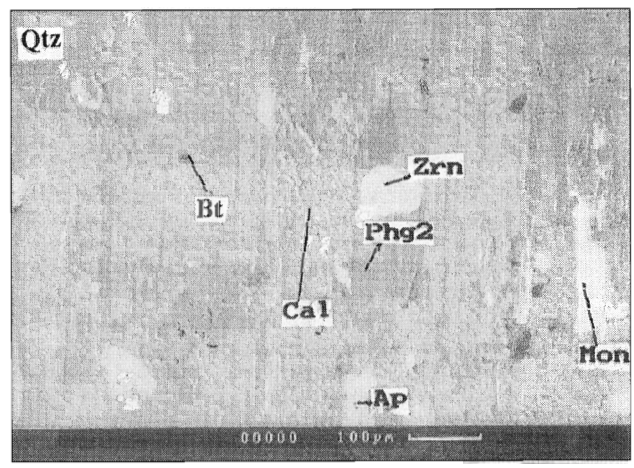
Relatívne mladší K živec 2 už Ca vo svojej štruktúre neobsahuje, čo je v súlade zo zistením, že sa obsah Ca počas kryštalizácie minerálov granitu znižoval (obr. 1, tab. 2). Z hľadiska vzájomného vzťahu kryštalizácie minerálov to značí, že Pl2 a K živec 1 kryštalizovali v rovnakých P-T podmienkach a v rovnakom čase. Väčšina K živca kryštalizovala priamo v magmatickom štádiu. Časť mladšieho Kfs2 kryštalizovala v štádiu subsolida (tab. 3).

Biotit

Biotit tvorí kryštály veľké do 3 mm. Vyskytuje sa v matrixe horniny spolu s asociáciou K živec+Pl2+Phg2+ +Chl1+Cal+Mag+Qtz. Chemicky je homogénny a podľa klasifikácie je to Mg biotit, resp. flogopit. Predpokladáme, že priamo z taveniny kryštalizoval Mg biotit a v subsolidovom štádiu flogopit, ale obidve formy majú rovnaké chemické zloženie (obr. 3, tab. 2). Najväčšia časť (60 %) zŕn biotitu v granite je dobre vykryštalizovaná a je monominerálna. Ostatné zrná a agregáty biotitu sú len ojedinele bez vtrúsenín iných minerálov a veľmi často obsahujú lamely súčasne s ním kryštalizujúceho kalcitu, kremeňa a fengitu 2 (obr. 4). Biotit často uzatvára apatit, zirkón, monazit, magnetit.

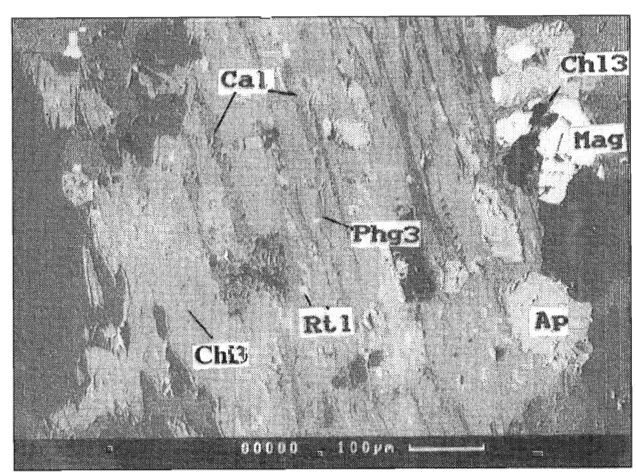
Fengit

Fengit (Phg) sa vyskytuje v granite v rozličných asociáciách. Najstarší je fengit 1 (Phg1), ktorý kryštalizoval súčasne s plagioklasom 1 a len v ňom tvorí Phg1 inklúzie veľké do 30 μm (obr. 1). Chemickým zložením má Phg1 najbližšie k muskovitu, ale obsahuje MgO, a preto ho v súlade s chemickým zložením pokladáme za fengit. V matrixe horniny a v Pl2 sme fengit 1 nezistili. Fengit 2 sme identifikovali len v podobe lamiel v biotite (obr. 4). Fengit 3 tvorí lamely v chlorite a v matrixe granitu sa vyskytuje samostatne. Má v ňom tvar vločky do veľkosti 0,5 cm alebo sa vyskytuje v asociácii Ap+Chl3+Mag+Cal+Qtz (obr. 5), resp. Pl3+Chl3+Qtz (obr. 8, tab. 2).



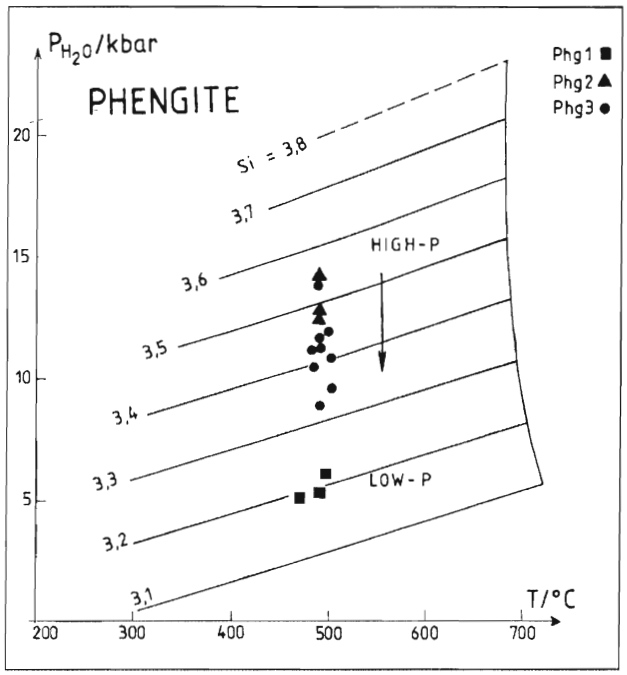
Obr. 4. Lamely kalcitu a fengitu 2 v agregáte biotitu, ktorý uzatvára apatit, K živec, kremeň, zirkón a monazit. Monazit, apatit a zirkón majú znaky magmatickej korózie. Odrazené elektróny.

Fig. 4. Calcite and phengite 2 lamellae in biotite aggregate which encloses apatite, K-feldspar, quartz, zircon and monazite. Monazite, apatite and zircon bear signs of magmatic corrosion. Reflected electrons.



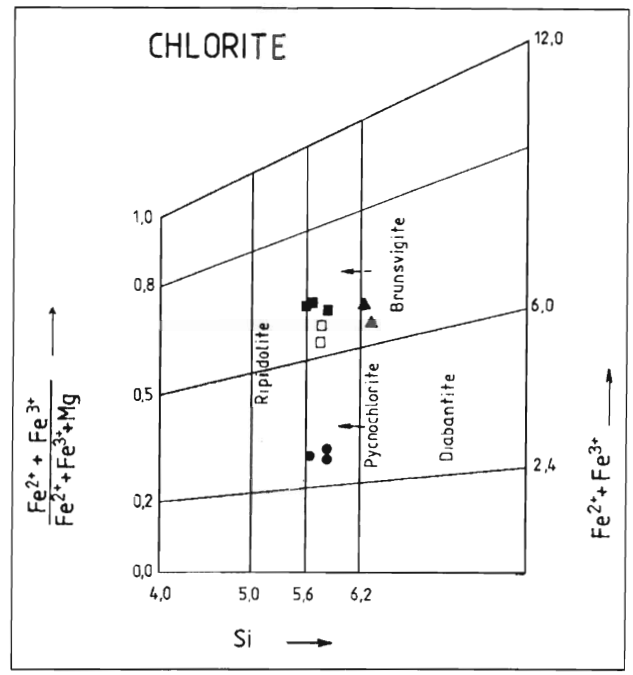
Obr. 5. Agregát chloritu 3 s lamelami kalcitu, fengitu 3 a rutilu uzatvára v rochovskom granite magmaticky korodovaný apatit, magnetit a monazit. Minerálna asociácia Chl3+Rtl+Phg3 vznikla premenou biotitu s lamelami kalcitu na konci kryštalizačného štádia subsolidu granitu. Kalcit ostal počas tejto premeny stabilný. V trhline magnetitu je Chl3. Odrazené elektróny.

Fig. 5. Chlorite 3 aggregate with calcite, phengite 3 and rutile lamellae enclosing magmatic corroded apatite, magnetite and monazite in Rochovce granite. The Chl3 + Rtl + Phg3 mineral assemblage originated by biotite alteration with calcite lamellae at the end of subsolidus granite crystallisation stage. Chl3 occurs in magnetite fissure. Reflected electrons.



Obr. 6. Vzťah troch odlišných fengitov v rochovskom granite v P-T diagrame podľa Shreyera (1988). Najstarší je Phg1, ktorý sa vyskytuje v podobe inklúzií len v Pl1. Phg1 vznikol v iných tlakových podmienkach ako mladšie formy fengitu Phg2 a Phg3, ktoré kryštalizovali v subsolidovom štádiu granitu pri oveľa vyššom tlaku ako Phg1.

Fig. 6. Relations between three different phengite generations in Rochovce granite in Schreyer's (1988) P-T diagram. The oldest Phg1 occurs only as inclusions in Pl1 originating under different pressure conditions as younger Phg2 and Phg3. The last two generations crystallised in subsolidus granite stage under considerably higher pressure.



Obr. 7. Klasifikácia rozličných foriem chloritu v rochovskom granite. Vysvetlivky ako pri obr. 9.

Fig. 7. Classification of various chlorite forms in Rochovce granite. Explanations as in Fig. 9.

Chlorit

V granite sme identifikovali pyknochlorit (Chl1) a brunsvigit Chl2 a Chl3 (obr. 7). Chlorit 1 ojedinele kryštalizoval spolu s biotitom v jednom agregáte v podobe striedajúcich sa lamiel Chl1 a Bt vždy bez prítomnosti fengitu a iných minerálov. Obidva minerály majú v tomto štádiu kryštalizácie rovnakú hodnotu pomeru Mg/(Mg+Fe) (Bt = 0,63 a Chl1= 0,66, tab. 2). Tieto hodnoty indikujú, že obidva minerály kryštalizovali súčasne, a to na konci magmatického, resp. na začiatku subsolidového štádia, pretože len v takýchto podmienkach kryštalizácie mohol byť pomer Mg/(Mg+Fe) v biotite a chlorite rovnaký. V stave subsolida kryštalizovala hlavná časť (90 %) výskytu mladšieho chloritu (Chl2, Chl3), pričom takýto chlorit má odlišné hodnoty sledovaného pomeru (Chl2 = 0,38; Chl3 = 0,28 a 0,24; tab. 2).

Podľa postupnosti kryštalizácie je najstarší Chl1 a zistili sme ho len v asociácii s Bt+Pl2+Qtz. Mladší chlorit 2 kryštalizoval spolu s Bt+Pl2+Qtz+(Ap+Zr) (obr. 8) a v matrixe kryštalizoval aj samostatne v stave subsolida granitu, kde obaľuje magnetit. V minerálnej asociácii Qtz+Pl3+Chl3, ktorá vznikla dokonalým rozpadom staršieho minerálu, reliktu Ca-Fe amfibolu, kryštalizoval najmladší Chl3, ktorý má najvyšší obsah Fe (obr. 8; tab. 2). V asociácii s Cal+Phg3+Qtz+Rtl+(Mag+Mon) najmladší chlorit3 nahradil biotit (obr. 5; tab. 2). V posledných dvoch asociáciách, ktoré vznikli výmennými reakciami v pevnom stave po biotite a amfibole, má Chl3 približne rovnaké chemické zloženie s vysokým obsahom FeO (tab. 2). Vznik minerálnych asociácií s Chl3 patrí do posledných štádií kryštalizácie v granite na konci subsolidového štádia. Výskyt chloritu 3 je v granite od Rochoviec lokálny a vždy je podmienený existenciou reliktu staršieho minerálu biotitu a amfibolu. V matrixe granitu sme tento typ chloritu nezistili.

Kalcit

V granite je veľmi častý kalcit. Vyskytuje sa v dvoch formách, t. j. v štádiách vývoja horniny. Jeho staršia forma kryštalizovala v podobe lamiel do veľkosti 100 μm spolu s Bt+Phg2+K živec+Qtz (obr. 4) alebo je kalcit v asociácii s Chl3+Phg3+Mag+Mon+Qtz+Rtl (obr. 5). V asociácii s Bt má kalcit vyšší obsah Mg a Mn (tab. 2). Do postmagmatického štádia patrí kalcit v najmladších žilkách, ktoré vypĺňajú pukliny v granite. Kalcit je tu v asociácii s Qtz. Tento kalcit sme neanalyzovali.

Magnetit

Je to oxid, ktorý sa v granite vyskytuje často. Má nízky obsah Ti a Mg a chemicky je homogénny (tab. 2). Vyskytuje sa v asociácii s apatitom, zirkónom a monazitom. Túto asociáciu prevažne uzatvára biotit a chlorit (obr. 4, 5). Zriedka je magnetit aj v asociácii s Pl+K živec+Qtz. Zrná

TAB. 2
Reprezentatívne analýzy minerálov granitu od Rochoviec
Representative analyses of minerals from granite of the Rochovce

Lokalita	Rochovce-granit													
Minerál	Pl1	Pl1	Pl2	Pl3	Kfs1	Kfs2	Bt	Phg1	Phg2	Phg3	Chl1	Chl2	Chl3	Chl3
Miesto	stred relikt	okraj1 relikt	okraj2-matrix magma	trhlina subsolidus	matrix magma	matrix magma	matrix magma	inklúzia in Pl1	matrix magma	trhlina subsolidus	v Bt magma	matrix subsolidus	po Bt subsolidus	po Hbl subsolidus
SiO_2	60,39	63,95	67,49	68,49	66,24	65,54	38,11	46,57	52,30	52,45	28,48	26,77	25,23	28,37
TiO_2	-	-	-	-	0,03	0,06	3,91	0,55	0,40	0,19	0,18	0,10	0,07	0,09
Al_2O_3	25,78	22,68	20,71	19,68	18,98	18,51	14,45	29,05	23,98	30,29	19,36	19,28	19,95	20,19
Cr_2O_3	-	-	-	-	-	-	0,02	-	-	0,04	-	-	-	-
FeO	-	-	-	-	-	-	14,94	4,05	2,60	1,43	18,40	30,67	34,71	31,50
MnO	-	-	-	-	-	-	0,27	0,07	0,09	0,10	0,24	0,05	-	0,29
MgO	-	-	-	-	-	-	13,94	2,79	5,63	2,13	20,24	10,46	7,37	5,64
CaO	6,61	3,75	1,36	0,18	0,07	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na_2O	7,53	9,46	11,00	11,75	1,63	1,15	0,22	0,19	0,09	0,08	-	-	-	-
K_2O	0,46	0,24	0,15	0,07	14,00	15,29	10,03	11,00	10,01	8,43	-	-	-	-
Σ	100,77	100,08	100,71	100,17	100,95	100,55	95,89	94,27	95,10	95,11	86,72	87,33	87,33	86,08
n =	3	4	11	5	4	13	22	3	3	10	3	2	3	2
O =						8	22			11				28
Si	2,669	2,821	2,937	2,988	3,000	3,000	5,674	3,199	3,493	3,420	5,823	5,808	5,614	6,228
Ti	-	-	-	-	0,001	0,002	0,438	0,028	0,020	0,009	0,028	0,017	0,012	0,015
Al^{IV}	-	-	-	-	-	-	2,326	0,801	0,507	0,580	2,178	2,193	2,387	1,773
Al^{VI}	-	-	-	-	-	-	0,209	1,551	1,380	1,748	2,489	2,738	2,845	3,451
Al	1,342	1,180	1,062	1,012	1,013	0,999	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	0,002	-	-	0,002	-	-	-	-
Fe^{2+}	-	-	-	-	-	-	1,860	0,233	0,145	0,078	3,147	5,565	6,459	5,783
Mn	-	-	-	-	-	-	0,034	0,004	0,005	0,006	0,042	0,010	-	0,054
Mg	-	-	-	-	-	-	3,093	0,286	0,560	0,207	6,114	3,383	2,445	1,846
Ca	0,313	0,177	0,063	0,008	0,003	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	0,645	0,809	0,928	0,994	0,143	0,102	0,064	0,025	0,012	0,010	-	-	-	-
K	0,026	0,014	0,008	0,004	0,809	0,893	1,905	0,964	0,853	0,701	-	-	-	-
Σ	4,995	5,001	4,998	5,006	4,969	4,996	15,605	7,091	6,975	6,761	19,821	19,714	19,762	19,150
ab	0,656	0,809	0,928	0,988	0,150	0,103								
an	0,318	0,177	0,063	0,008	0,003	-								
or	0,026	0,013	0,008	0,004	0,847	0,897								

sú popukané a magmaticky korodované. V granite sú vo forme bohatej vtrúseniny. Trhliny v magnetite ojedinele vypĺňa biotit a chlorit (obr. 5). Magnetit spolu s apatitom, monazitom a plagioklasom 1 patria v granite k najstarším minerálom.

Ti hematit a rutil

Ti hematit sme zistili v asociácii s plagioklasom a K živcom a rutil v asociácii s chloritom, fengitom a kalcitom alebo v asociácii Pl2+Bt+Phg2. Obidva minerály majú nízky obsah MnO a MgO (tab. 2) a patria medzi zriedkavé minerály.

Monazit, apatit a zirkón

Tieto minerály sa v rochovskom granite vyskytujú často a majú vtrúseninovú a nepravidelnú formu. Často nesú petrografické znaky magmatickej korózie (obr. 4, 5, 10). Sú väčšie ako 100 μm a patria medzi najstaršie minerály v hornine. Uzatvára ich mladší biotit (obr. 4) alebo chlorit (obr. 5). Minerály majú často trhliny, ktoré vznikli pred kryštalizáciou okolitých minerálov matrixu, pretože pokračovanie trhlín sme v matrixe nezistili. Trhliny sú iba v nich (obr. 5, 10). Monazit a apatit sú chemicky homogénne.

Zrná zirkónu sú naopak chemicky nehomogénne (tab. 2). V strede zrna zirkónu je zreteľná oscilačná zonálnosť (obr. 10), ale chemické zloženie sa v jednotlivých oscilačných zónach nemení. V oblasti oscilačne zonálneho stredu zrna je obsah ThO_2 v rozsahu 2,03 - 2,58 hmot. %. Mladší okraj zirkónu kryštalizoval vo forme lemu a prekryl aj trhliny v staršom oscilačne zonálnom strede (obr. 10). V mladšom leme je výrazne nižší obsah ThO_2 0,28 %, nižší obsah Y_2O_3 a naopak vyšší obsah ZrO_2 ako v strede zrna (tab. 2).

Interpretácia postupnosti kryštalizácie a vzťah minerálov v granite

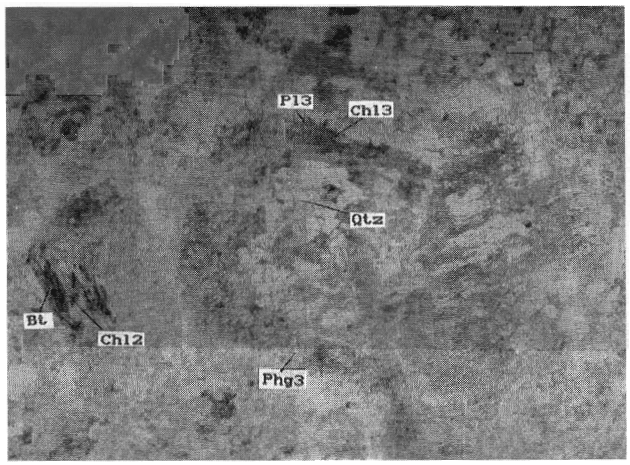
Z petrografického štúdia dôsledne kontrolovaného chemickým zložením a jeho zonálnosťou na všetkých

Pokračovanie tab. 2 - Continuation of Tab. 2

Localita	Rochovce-granit							
Minerál	Ap	Mon	Zrn	Zrn	Mag	Hem	Rtl	Cal
Miesto	matrix relikt	matrix relikt	stred relikt	okraj magma	matrix relikt	matrix subsolidus	matrix subsolidus	lamely v Bt
SiO_2	0,15	0,58	30,54	30,57	-	-	-	-
TiO_2	-	-	-	-	0,15	22,04	98,52	-
Fe_2O_3	-	-	-	-	66,02	57,98	-	-
FeO	-	-	-	-	32,71	19,55	0,55	0,09
MnO	-	-	-	-	-	0,02	-	0,65
MgO	-	-	-	-	0,09	0,14	0,07	0,16
CaO	53,89	1,04	0,01	0,01	-	-	-	56,81
Y_2O_3	0,56	1,17	0,87	0,56	-	-	-	-
ZrO_2	0,02	-	64,32	66,59	-	-	-	-
HfO_2	-	-	1,16	1,20	-	-	-	-
La_2O_3	0,13	19,05	-	-	-	-	-	-
Ce_2O_3	0,15	33,18	0,21	0,10	-	-	-	-
ThO_2	0,01	2,87	2,03	0,27	-	-	-	-
P_2O3	43,12	26,82	-	-	-	-	-	-
Σ	98,03	84,72	99,12	99,30	98,87	99,74	99,14	57,71
n =	4	3	4	5	7	2	1	4
O =	4	8		4	4	2	2	6
Si	0,004	0,050	0,968	0,960	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	0,005	0,432	1,997	-
Fe^{3+}	-	-	-	-	2,000	1,136	-	-
Fe	-	-	-	-	0,991	0,426	0,003	0,007
Mn	-	-	-	-	-	-	-	0,054
Mg	-	-	-	-	0,006	0,006	-	0,023
Ca	1,541	0,100	-	-	-	-	-	5,916
Y	0,008	0,060	0,020	0,009	-	-	-	-
Zr	-	-	0,994	1,020	-	-	-	-
Hf	-	-	0,001	0,011	-	-	-	-
La	0,001	0,620	-	-	-	-	-	-
Ce	0,002	1,080	0,002	0,001	-	-	-	-
Th	-	0,060	0,020	0,002	-	-	-	-
P	0,974	2,020	-	-	-	-	-	-
Σ	2,529	3,980	2,004	2,003	3,002	2,000	2,000	6,000
			$FeTiO_3$ (il)		-	0,426		
			Fe_2O_3 (ht)		0,997	0,568		
			$MnTiO_3$ (pp)		-	-		
			$MgTiO_3$ (gk)		0,004	0,006		

v granite zistených mineráloch sme odvodili postupnosť kryštalizácie minerálnych asociácií rochovského granitu v oblasti, ktorú sme sledovali.

Najstaršou minerálnou asociáciou, ktorá sa často v granite vyskytuje, ale magnetit, zirkón, monazit a apatit nikdy neuzatvára, je dvojica Pl1 + Phg1. Pl1 (oligoklas - andezín) je výrazne kataklázovaný, a to na rozdiel od okolitého matrixu, ktorý Pl1 obaľuje (obr. 1). Je to najstarší plagioklas v hornine a má najvyšší obsah Ca zo všetkých zistených foriem plagioklasu (obr. 2; tab. 2). Fengit 1 z tejto dvojice tvorí v Pl1 inklúzie a má od ostatných foriem výskytu bielej sľudy odlišné chemické zloženie (obr. 1, 6; tab. 2). Ani fengit 1 nepatrí medzi minerály kryštalizujúce v postmagmatickom štádiu horniny, pretože by sa musel zistiť aj v mladších formách plagioklasu (Pl2, Pl3) alebo v K živci, biotite a chlorite, ale sa v nich nevyskytuje. Tento fakt interpretujeme tak, že dvojicu Pl1+Phg1 pokladáme za relikt z predmagmatického štádia horniny. V magmatickom štádiu anatektického tavenia kôry, ktoré má na začiatku znaky parciálneho tavenia, ostala táto dvojica nepretavená. Ďalšie dôkazy o tom, že sa nepretavili všetky minerály, sme našli v podobe reliktu amfibolu, ktorý dokonale nahradila zmes Pl3+Chl3+Qtz (obr. 8). Asociácia apatit, monazit, zirkón a magnetit patrí spolu s Pl1+Phg1 medzi najstaršie minerály v granite. Takmer vždy ich uzatvára biotit a chlorit (obr. 4, 5). V menšej miere sme ich zistili v prostredí K živca alebo plagioklasu 2 a 3, ale nikdy nie v zrnách Pl1+Phg1. Ak by bol Pl1 kryštalizoval v prvých štádiách kryštalizácie priamo z magmy, určite by bol kryštalizoval naraz s apatitom, pretože aktivita Ca iónov musela byť na začiatku kryštalizácie taveniny najvyššia. Vychodí to z faktu, že Pl1 a apatit majú najvyšší obsah Ca a isto patria medzi najstaršie minerály v granite (obr. 1, 4, 5). Súčasná kryštalizácia Pl1+Ap by sa prejavila prítomnosťou apatitu v Pl1, resp. by Pl1 a Ap tvorili zmes, ale takúto asociáciu



Obr. 8. Asociácia chlorit 3, kremeň a plagioklas 3 vznikla v rochovskom granite v stave subsolida granitu rozpadom amfibolu z predmagmatického štádia. Pri tejto premene nevznikol minerál zo skupiny epidotu, pretože fluidná fáza (H_2O+CO_2) spôsobila premenu, pri ktorej vznikol kalcit. Možné reakcie rozpadu predpokladaného Ca amfibolu sú: Ca-amf + Ca-Pl + H_2O + CO_2 = Chl + Cal + itrm. Pl (Ferry, 1976) alebo 8Amf(Tr) + 5Ms + $12H_2O$ + $16CO_2$ = 16Cal + 5Chl + 5Bt(Phl) + + 49aQtz (T= 550 °C, P= 6 kbar) podľa výpočtu P-T-X z programu Geocalc (Berman, 1987).

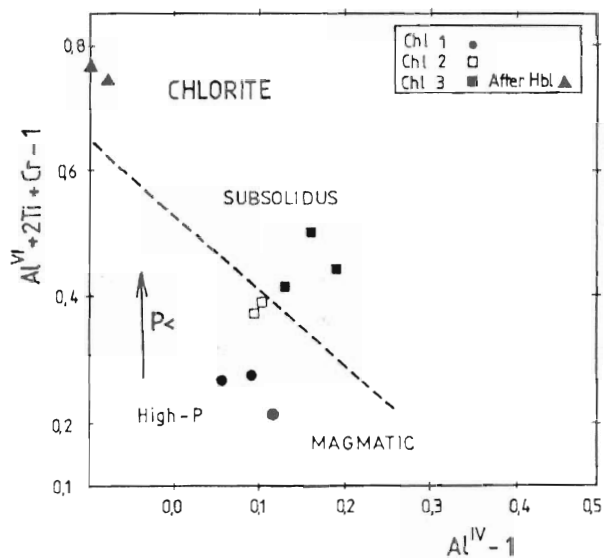
Fig. 8. The chlorite 3, quartz and plagioclase 3 assemblage originated under subsolidus granite stage by pre-magmatic amphibole decomposition in Rochovce granite. Alteration did not result in crystallization of an epidote group mineral because the fluid phase (H_2O + CO_2) content resulted in calcite crystallization. Possible decomposition reactions of presumed Ca-amphibole are: Ca-amph + Ca-Pl + H_2O + + CO_2 = Chl + Cal + itrm. Pl (Ferry, 1976) or 8Amph (Tr) + 5Ms + 12 H_2O + $16CO_2$ = 16Cal + 5Chl + 5Bt(Phl) + 49aQtz (T = 550 °C, P = 6 kbar) according to P-T-X calculations using Geocalc routine (Berman, 1987).

sme v granite nezistili. Okrem toho by pri takejto teoreticky uvažovanej možnosti nebol mohol kryštalizovať fengit 1, ktorý sa vyskytuje len v Pl1. Z našej úvahy vychodí, že asociácia Pl1+Phg1 a Ap+Mon+Zr+Mag existovali v predmagmatickom štádiu vedľa seba. Dobrým a vhodným vysvetlením o ich spoločnej existencii je sediment. Preto sme minerálnu asociáciu Ap+Mon+Zr+Mag skúmali podrobne a zistili sme, že tieto minerály majú na okrajoch znaky magmatickej korózie (obr. 4, 5, 10). Oscilačná zonálnosť stredu zirkónu nevznikla pri kryštalizácii granitovej magmy, lebo oscilačné vrstvy sú chemicky homogénne (obr. 10). Pri kryštalizácii a chladnutí magmy granitového zloženia sa fugacita O_2 mení, a preto je veľmi pravdepodobné, že by sa to odrazilo v jednoduchom chemickom zložení zirkónu zonálnosťou obsahu prvkov v zrne, čo sme v oscilačných vrstvách stredu zrna nezistili. Rovnaká situácia by bola musela nastať aj pri súčasnej kryštalizácii magnetitu s biotitom z taveniny. Najmä substitúcia Ti a Fe^{2+} v magnetite by sa musela prejaviť v chemickej zonálnosti zŕn, pretože v matrixe kryštalizoval biotit, ktorý Ti obsahuje. Magnetitové zrná TiO_2 skoro vôbec neobsahujú a ako oscilačný stred zirkónu sú takisto chemicky homogénne (tab. 2). Z týchto zistení vychodí, že magnetit a biotit nie sú koexistujúce minerály, čo je pri kryštalizácii z magmy veľmi nepravdepodobné.

Ďalej sme zistili, že trhliny sú len v oscilačne zonálnom strede zirkónu, pričom ich zakrýva vrstva (lem) mladšieho a chemicky odlišného zirkónu (tab. 2), a nepokračujú cez lem do matrixu. Preto sú staršie ako kryštalizácia lemu zirkónu (obr. 10). Na obr. 10 vidieť, že trhlina nepokračuje do monazitu a že monazit má všetky petrografické znaky magmatickej korózie. Podobné znaky magmatickej korózie má aj spodná časť zirkónu, kde mladší lem nekryštalizoval (obr. 10).

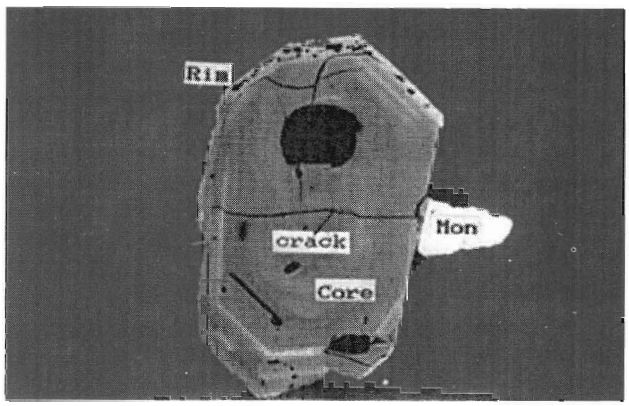
Uvedené fakty interpretujeme tak, že kryštalizáciu z magmatického štádia horniny (obr. 10; tab. 2) odráža až posledná vrstva zirkónu (rim). Magmatickú koróziu monazitu, zirkónu, apatitu a magnetitu (obr. 4, 5, 10) spolu s kataklázou stredu zirkónu (obr. 10) a s lokálnym vyhojením trhlín magnetitu biotitom a chloritom (obr. 5) interpretujeme tak, že podstatnú časť (90 %) zirkónu, apatitu, monazitu a magnetitu považujeme za minerálnu asociáciu vzniknutú v predmagmatickom štádiu horniny. Tieto minerály spolu s Pl1+Phg1+Amf prekonali parciálne tavenie ako pevné fázy.

Znižovanie obsahu Ca v hornine priamo odráža postupná kryštalizácia rôznych foriem plagioklasu. Na začiatku tvorby granitoidnej taveniny časť klastov plagioklasu 1 (oligoklas - andezín) najprv rekryštalizovala a časť sa na okraji parciálne tavila. Preto sme zistili dve formy výskytu Pl1, a to zonálny a nezonálny Pl1. Po rekryštalizácii v následnej spojitej udalosti, počas priamej kryštalizácie z taveniny vznikol okraj Pl1 (oligoklas)



Obr. 9. Vzťah troch typov chloritu v diagrame Al^{IV-1}, Mg/(Mg+Fe), ktorý zaznamenal zmeny tlaku počas kryštalizácie chloritu. Chlorit 1 kryštalizoval spolu s biotitom na začiatku subsolitového štádia, chlorit 2 a chlorit 3 kryštalizovali v stave subsolida granitu. Pokles tlaku pri kryštalizácii granitu zaznamenali jednotlivé formy chloritu v postupnosti od najstaršieho chloritu (Chl1) po najmladší chlorit (Chl3).

Fig. 9. Relations between three chlorite types in Al^{IV-1}, Mg/(Mg + Fe) plot indicating pressure changes in the process of chlorite crystallization. Chlorite 1 crystallized together with biotite at the beginning of granite subsolidus stage. Chlorite 2 and chlorite 3 crystallized in subsolidus granite stage. Pressure decrease during granite crystallization registered single chlorite forms from oldest Chl1 to youngest Chl3.



Obr. 10. Oscilačne zonálny stred zirkónu je reliktom z predmagmatického štádia, pretože trhliny v zirkóne sú staršie ako mladší lem zirkónu a spodná časť zrna má znaky magmatickej korózie. Oscilačný stred zrna je chemicky homogénny a výrazne sa odlišuje od mladšieho lemu (tab. 2). V mladšom leme zirkónu z magmatického kryštalizačného štádia trhliny nie sú. Aj monazit má znaky magmatickej korózie.

Fig. 10. Oscillation zoning in zircon grain centre represent relic from premagmatic stage because fissures in zircon grain are older than younger zircon rim and the lower part of grain bears magmatic corrosion traces. Oscillation zoning in the grain centre is by chemical composition homogenous significantly differing from that of younger rim (Tab. 2). The younger zircon rim does not contain fissures. Also monazite has magmatic corrosion traces.

a minerál nadobudol idiomorfnú až hypidiomorfnú formu zŕn ako celok (obr. 1, 2; tab. 2). Po tomto procese pri nižšom obsahu Ca a pravdepodobne aj pri nižšej aktivite Ca^+ v tavenine a čiastočne už v subsolidovom stave granitu kryštalizoval plagioklas 2 (oligoklas - albit), ktorý má v matrixe horniny v asociácii s K živcom+Bt+Phg2+ +Qtz+(Cal+Chl1) tvar hypidiomorfných zŕn alebo Pl2 kryštalizoval vo forme lemu na zonálnom Pl1 (obr. 1). Veľmi často Pl2 kryštalizoval vo forme lamiel v K živci, pričom táto dvojica vytvára štruktúru mikropertitu. Z hľadiska pôvodného obsahu Ca v tavenine plagioklas 3 (albit) odráža posledné štádium kryštalizácie plagioklasu v podmienkach subsolida granitu s najnižším obsahom Ca, keď Pl3 kryštalizoval spolu s Qtz vo forme krátkych žiliek (tab. 2, 3).

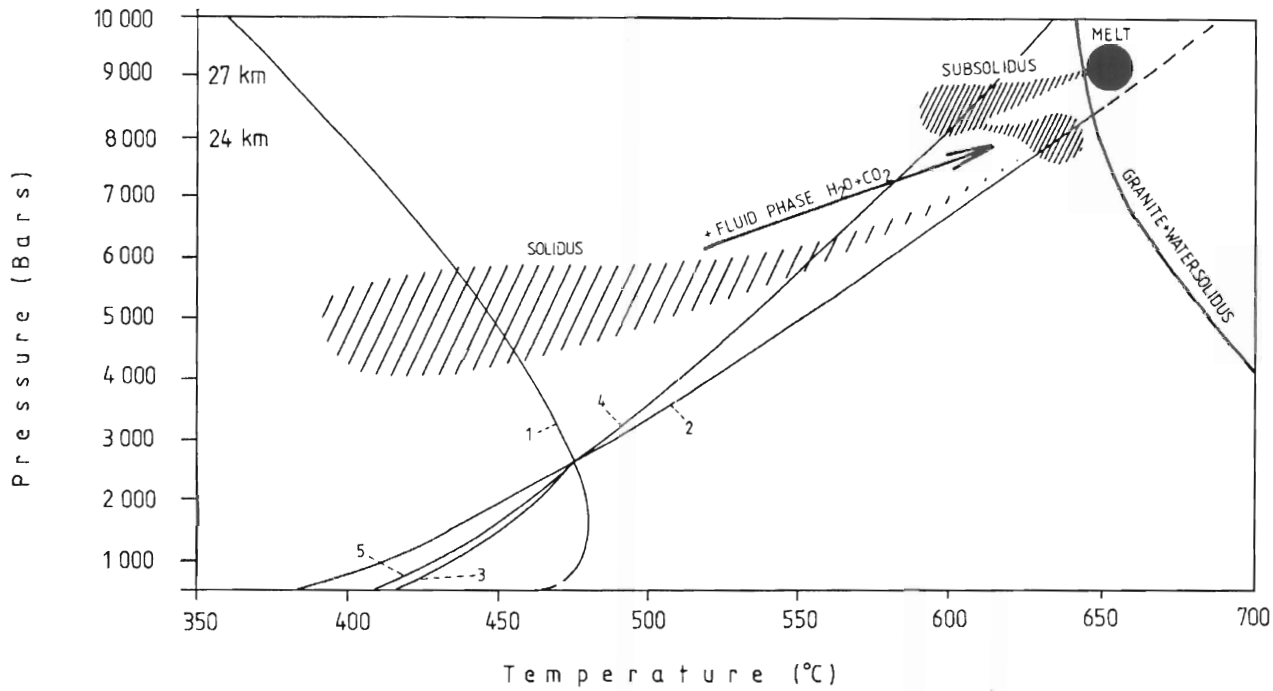
Pri rekonštrukcii postupnosti kryštalizácie minerálov predpokladáme, že časť biotitu kryštalizovala už na konci magmatického štádia a hlavná časť v štádiu subsolida granitu (tab. 3). V takom prípade sa zrno biotitu skladá zo zmesi súčasne kryštalizujúcej asociácie Bt+Phg2+Cal+ +Qtz+K živec+(Zr+Ap), resp. Bt+Chl1+Qtz. Súčasná kryštalizácia biotitu a kalcitu v podobe striedajúcich sa lamiel v biotitovom agregáte spoľahlivo indikuje, že už na začiatku kryštalizácie minerálov v pevnom stave (stav subsolida) sa na kryštalizácii hmoty zúčastňoval CO_2 (obr. 4, 5). CO_2 sa do tohto systému mohlo dostať len vo fluidnej fáze (disociovaná H_2O+CO_2), jeho prítomnosť sa v magmatickom štádiu kryštalizácie neprejavila, ale predpokladáme, že parciálne tavenie prebiehalo za prítomnosti vody v protolite. Fluidná fáza dis.H_2O+CO_2 sa do kryštalizujúcej hmoty dostala až v subsolidovom štádiu zo začiatku pravdepodobne difúziou, pretože kalcit tvorí spolu s biotitom lamely nepresahujúce agregát biotitu (obr. 4). Vstup novej kvality (fluidná fáza) pri kryštalizácii v subsolidovom stave mohol umožniť len postupný pokles tlaku v kryštalizačnom systéme. Na konci kryštalizácie v subsolidovom stave granitu biotit lokálne a dokonale nahradila asociácia Chl3+Phg3+Qtz+Cal+Rtl+(Mag+Mon), pričom kalcit zostal pri nahrádzaní stabilný (obr. 5). Vplyv fluidnej fázy s CO_2 bol aj na konci subsolidového stavu významný a prejavil sa kryštalizáciou kalcitu v podobe niekoľko cm dlhých a niekoľko mm hrubých žiliek, ktoré sú v granite veľmi časté.

Postupný pokles tlaku počas kryštalizácie minerálnej asociácie granitu zaznamenal fengit a chlorit (obr. 6, 9). Keď akceptujeme princíp geobarometra Schreyera (1989) bez absolútnych hodnôt v tom, že obsah Si v muskovite a fengite indikuje zmenu tlaku pri vzniku bielej sľudy, potom najstarší Phg1 vznikol pri nižšom tlaku ako mladšie zistené formy fengitu (Phg2, Phg3), ktoré podľa tejto klasifikácie kryštalizovali pri oveľa vyššom tlaku (obr. 6; tab. 2). Navyše granit od Rochoviec spĺňa aj podmienku, že sa všetky tri formy fengitu vyskytujú v jednom výbruse, čo sme využili pri posudzovaní relatívnych vzťahov rozličných foriem fengitu z hľadiska teploty ich kryštalizácie. Radvanec a Banno (1991) zistili, že sa obsah Al_2O_3 (hmot. %) vo fengite zvyšuje v závislosti od stúpajúcej teploty. Relatívne vyššie tlaková a mladšia forma fengitu (Phg2) kryštalizovala v asociácii s Bt+Cal+Chl1+Qtz už na začiatku subsolidového štádia, a to pri nižšej teplote, kým mladšia a relatívne nižšietlaková forma Phg3 kryštalizovala v subsolidovom stave pri relatívne vyššej teplote v reliktoch po amfibole spolu s Chl3+Qtz+Pl3 alebo samostatne v matrixe horniny (tab. 2, 3). Zvýšenie teploty v subsolidovom štádiu kryštalizácie granitu mohla spôsobiť len fluidná fáza (disociovaná H_2O+CO_2), ktorej vstup do systému v tomto štádiu umožnil klesajúci tlak v tektonickej štruktúre (extenzný režim).

Chlorit podobne ako fengit indikuje v granite vysokotlakové podmienky pri jeho kryštalizácii. Relatívne najnižší tlak indikuje najmladší Chl3. Ostatné staršie formy chloritu (Chl1, Chl2) kryštalizovali pri vyššom tlaku (Laird in Bailey, 1988; obr. 9; tab. 2). Z uvedeného sme zostavili postupnosť kryštalizácie všetkých minerálov. V granite sme zistili minerálnu asociáciu z predmagmatického, magmatického a subsolidového štádia (tab. 3).

Fázové rovnováhy (P-T-X) a podmienky priebehu kryštalizačných reakcií v subsolidovom stave rochovského granitu

P-T-X podmienky fázovej rovnováhy a kryštalizácie minerálov v subsolidovom štádiu rochovského granitu sme modelovali podľa dvoch hlavných skupín prvkov zistených v mineráloch. Je to skupina Si, Al, Ti, Fe, Mg, Ca, Na, O, H, C a skupina Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, O, H, C. Súčasťou výpočtov P-T-X podmienok bola aj zistená minerálna asociácia, t. j. koncové členy, plagioklas (andezín a albit) + muskovit + K živec + flogopit + kalcit + + pyknochlorit + hematit + magnetit + kremeň (alfa) + rutil a zloženie fluidnej fázy v pomere 0,6 H_2O + 0,4 CO_2.



Obr. 11. Priebeh stabilných fázových reakcií, ktoré spôsobili vznik minerálnej asociácie granitu od Rochoviec v P-T diagrame. Reakcie reprezentujú stav subsolida granitu a boli vypočítané podľa Bermana (1987). Diagram vyjadruje aj postupnosť a P-T podmienky vzťahu predpokladaného tavenia (pozri text) a následného chladnutia granitovej taveniny v extenznom režime strižnej zóny s predpokladanou hĺbkou tavenia 27 km pri normálnom geotermálnom gradiente 25 °C/km podľa Cloosa (1993). Čísla 1 až 5 reprezentujú reakcie (pozri text).

Fig. 11. Stable phase reactions causing mineral assemblage generation in Rochovce granite in P-T diagram. Reactions represent subsolidus granite state and have been calculated according to Berman (1987). The diagram reflects also succesion and relations in P-T conditions from presumed melting (see in the text) and subsequent granite melt cooling under extensive regime of the shear zone. Presumed melting depth is 27 km under normal geothermal gradient of 25 °C.km^{-1} (Cloos, 1993). Numbers from 1 to 5 represent phase reactions (in the text).

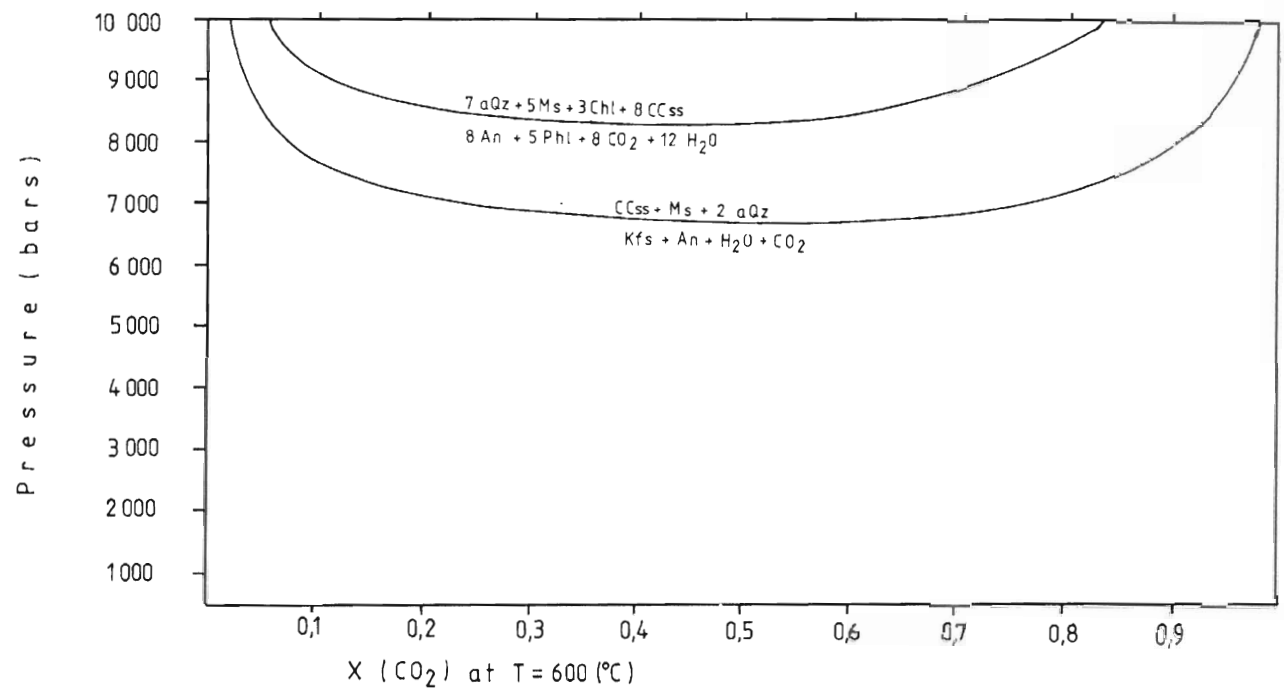
Zloženie fluidnej fázy sme odhadli z obsahu H_2O a CO_2 vo fluidných inklúziách (Radvancová in Lörincz, 1993). Počas výpočtu reakcií sme menili podiel molárneho zlomku $X(CO_2)$ v závisloti od tlaku a teploty podľa programu Geocalc (Berman, 1987). Výsledky sú v diagrame P-T, P-$X(CO_2)$ a T-$X(CO_2)$ (obr. 11 - 13). Podľa uvedených vstupných podmienok sme výpočtom zistili priebeh stabilných kryštalizačných reakcií rochovského granitu v subsolidovom stave.

1. $9aQtz + 5Phl + 3Ms + 4H_2O = 3Chl + 8Kfs$
2. $2aQtz + Ms + CCss = An + Kfs + CO_2 + H_2O$
3. $3CCss + 3Chl + 5Kfs = 3aQtz + 5Phl + 3An + 3CO_2 + 7H_2O$
4. $8CCss + 3Chl + 5Ms + 7aQtz = 5Phl + 8An + 8CO_2 + 12H_2O$
5. $9CCss + 6Chl + 3Ms + 7Kfs = 10Phl + 9An + 9CO_2 + 17H_2O$

Kryštalizácia minerálnych asociácií počas reakcie 1 - 5 v subsolidovom štádiu vývoja granitu je optimálna pri tlaku 0,5 - 10 kbar a teplotnom intervale 400 - 630 °C. V obmedzených P-T podmienkach ($P \leq 3$ kb, T = 420 - - 470 °C) prebiehala reakcia 5 a 3. Vznik pevných fáz $Chl+Kfs = Qtz+Phl+Ms+H_2O$ (reakcia 1) má pri zvyšujúcom sa tlaku teplotu kryštalizácie pod 450 °C. Ostatné reakcie majú priamoúmerné P-T podmienky kryštalizácie pevných fáz (obr. 11).

Reakcie 2 až 5 prebiehajú za prítomnosti kalcitu, CO_2 a H_2O a podľa vzťahu minerálov v granite opisujú kryštalizáciu v subsolidovom stave granitu bezprostredne po priamej kryštalizácii minerálov z magmy. Reakcie opisujú tú časť vývoja horniny, keď sa do kryštalizačného systému dostala fluidná fáza s vysokým podielom H_2O a CO_2. Z petrologickej charakteristiky, P-T podmienok priebehu reakcií a bilancie množstva reagujúcich zložiek možno odvodiť, že protolit parciálneho tavenia (sediment) obsahoval karbobáty, resp. bol bohatý na Ca zložku. Na začiatku štádia subsolida a v štádiu subsolida kryštalizoval kalcit v podobe lamiel v biotite (obr. 4) a na konci kryštalizácie subsolidového štádia bol kalcit prítomný vo forme početných žiliek s kremeňom v granite aj mimo neho. Je to dôkaz, že významný vplyv na kryštalizáciu minerálnej asociácie rochovského granitu počas celého chladnutia subsolida až solida mala fluidná fáza s CO_2.

Aj keď máme len sprostredkované informácie odvodené z P-T-X podmienok kryštalizácie v subsolidovom stave, za optimálnu teplotu parciálneho tavenia sedimentu a následný vznik anatektickej granitovej taveniny pokladáme teplotu okolo 650 °C a tlak okolo 9 kbar (obr. 11; tab. 3). Vychodí to zo vzťahu zmeny molárneho zlomku $X(CO_2)$ v závislosti od tlaku pre reakciu 4 a 2, keď tlak na začiatku kryštalizácie minerálnej asociácie v subsolidovom štádiu určite nebol nižší ako pri kryštalizácii minerálov v staršom magmatickom štádiu (obr. 12). Tlak reakcií subsolida, z ktorých kryštalizovala asociácia Pl(An)+Phl a asociácia Pl(An)+Kfs, bol v oblasti okolo 7 až 9 kbar



Obr. 12. Vzťah molárneho zlomku $X(CO_2)$ a vypočítanej teploty pre reakciu 1 - 5 pri tlaku 8 kbar v subsolidovom štádiu kryštalizácie granitu od Rochoviec.

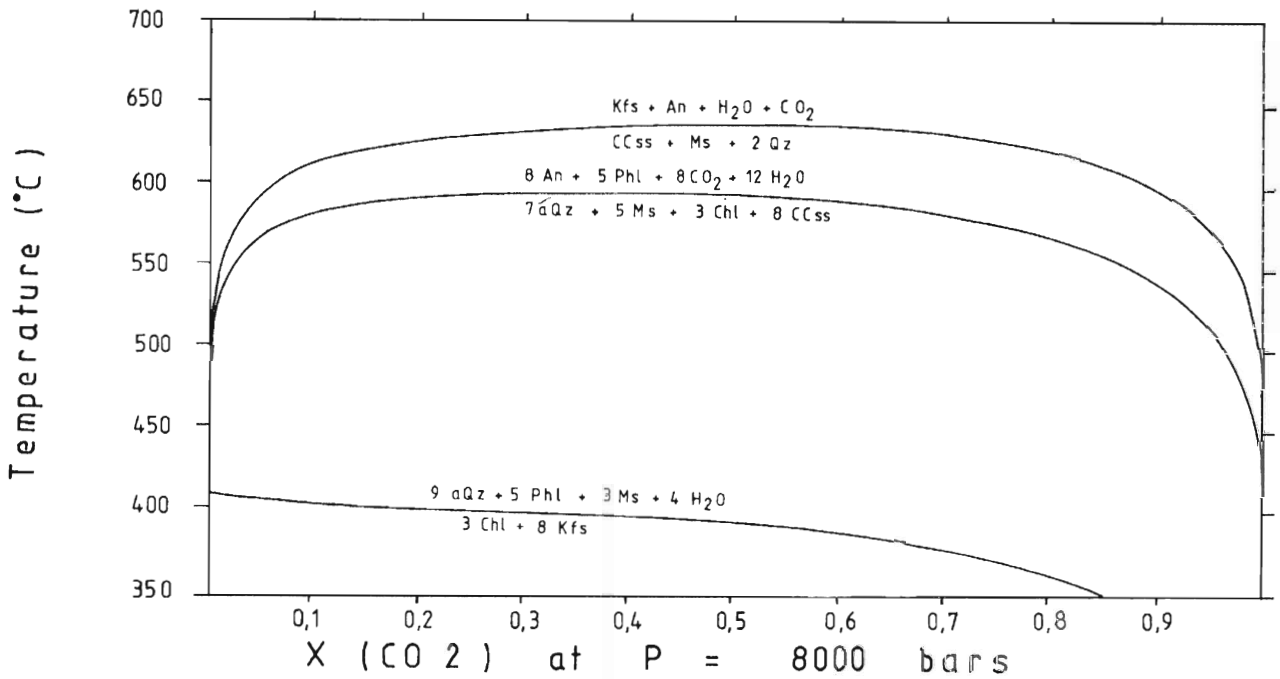
Fig. 12. Relations between $X(CO_2)$ molar fraction and calculated temperature for reactions 1 to 5 at 8 kbar pressure in subsolidus granite crystallization stage for Rochovce granite.

(obr. 12). Pri takomto tlaku je zmena molárneho zlomku $X(CO_2)$ v závislosti od teploty kryštalizácie v intervale 580 - 640 °C (reakcia 2 a 4, obr. 13). Pri oveľa nižšej teplote (od 400 °C) a rovnakom tlaku mohla teoreticky prebiehať aj kryštalizácia minerálnej asociácie Chl+Kfs (reakcia 1, obr. 13). Táto reakcia však indikuje koniec chladnutia granitu a kryštalizáciu študovaného silikátového systému v podmienkach pevných fáz, t. j. v podmienkach, aké poznáme z metamorfných reakcií. Minerálna asociácia z reakcie 1 určite kryštalizovala pri nižšom tlaku ako 6 kbar (obr. 11).

Model vzniku granitu v oblasti Ochtiná - Rochovce

Z petrografického a petrologického štúdia vychodí, že jemnozrnitý až strednozrnitý granit od Rochoviec vznikal anatektickým pretavením sedimentov s podielom Ca zložky (karbonát + oligoklas - andezín). Z predmagmatického štádia sa v granite zachovali početné relikty Ca plagioklasu (Pl1, oligoklas - andezín) s inklúziami fengitu - muskovitu. K predmagmatickým reliktom a znakom potvrdzujúcim, že rochovský granit pochádza z pestrých sedimentov, patrí aj podstatná časť magnetitu, monazitu, apatitu a relikt amfibolu.

Podľa týchto znakov tavenie protolitu prebiehalo v postupnosti od parciálneho tavenia po vznik minimovej až anatektickej taveniny, ktorá má po kryštalizácii charakteristiky alkalického granitu a lokálne aj syenogranitu a monzogranitu. Z reakcií, ktoré prebehli v subsolidovom štádiu, sme nepriamo odvodili, že tavenie v oblasti, ktorú študujeme, prebehlo pod tlakom P = 9 kbar a prebiehalo pri teplote okolo 650 °C na hranici krivky mokrého granitového tavenia, ktorú odvodil Huang a Wyllie (1973; tab. 3, obr. 11). Podobnú teplotu (610 - 645 °C) kryštalizácie živcov v severnej časti výskytu zakrytého granitu od Rochoviec (vrt KV-3) vypočítal aj Klinec et al. (1980). V takýchto P-T podmienkach je ešte muskovit a plagioklas stabilný ako pevná fáza aj v poli mokrého tavenia (Althaus et al., 1970; Clarke, 1981; Cloos, 1993; obr. 11), a preto sa inklúzie Phg1 zachovali v Pl1 z predmagmatického štádia. Pri vyššej teplote taveniny ako 700 °C a pri tlaku P = 8 - 9 kbar nemožno o existencii pevnej fázy muskovitu (fengitu) uvažovať, pretože sa muskovit taví (Wyllie, 1977; Breton a Thompson; 1988). To je ďalší dôvod, prečo sme teplotu tavenia v oblasti odhadli na 650 °C. Tavenie a následná kryštalizácia z taveniny prebiehali až po uvoľnení vysokého tlaku. Kryštalizácia z taveniny sa začala najskôr v starších reliktoch a v takýchto podmienkach stabilných minerálov (Pl+Mag+Amf). Tavenina chladla pri ustavičnom poklese tlaku. Pri prechode kryštalizácie z magmatického do subsolidového štádia to indikujú relatívne vzťahy Phg1 a Phg2 (obr. 6) a relatívne vzťahy medzi rozličnými generáciami chloritu (Chl1, Chl2, Chl3, obr. 9). Modelovaním a výpočtom priebehu reakcie 1 až 5 (obr. 11 až 13) v subsolidovom štádiu sme zistili, že pri prebytku fluidnej fázy bohatej na $H_2O + CO_2$ sa pri teplote T = 600 °C a tlaku P = 9 kbar definitívne zmenila priama kryštalizácia z magmy na kryštalizáciu v subsolidovom štádiu. Limitom pre existenciu „mokrej" taveniny v spodnej kôre je pri



Obr. 13. Vzťah molárneho zlomku $X(CO_2)$ pri teplote T = 600 °C a vypočítaného tlaku pre reakciu 1 - 5 v subsolidovom štádiu kryštalizácie granitu od Rochoviec.

Fig. 13. Relations between $X(CO_2)$ molar fraction at T = 600 °C temperature and calculated pressure for reactions 1 to 5 in subsolidus granite crystallization stage for Rochovce granite.

tlaku P = 9 kbar teplota T = 610 - 620 °C (Huang a Wyllie, 1975; Thompson a Algor, 1977). Zmenu prechodu priamej kryštalizácie z taveniny na kryštalizáciu v subsolidovom štádiu petrograficky indikujú lamely Cal v Bt (obr. 4). P-T podmienky tejto zmeny vyjadruje obr. 11 až 13. Vstup fluidnej fázy bohatej na CO_2 pri kryštalizácii v subsolidovom štádiu sa prejavil miernym zvýšením teploty (exotermické reakcie) v kryštalizujúcom systéme na 640 °C (reakcia 2), pričom tlak klesol pod 7 kbar. Toto zvýšenie teploty pri poklese tlaku zaznamenal Phg2 a Phg3 podľa zmeny obsahu Si a Al_2O_3 v štruktúre fengitu (obr. 6, tab. 2). Po tejto udalosti tlak a teplota v kryštalizujúcom systéme postupne klesali do oblasti T = 400 °C a P = 4 - 5 kbar (obr. 11 - 13). V takýchto P-T podmienkach chladnutia sa kryštalizácia rochovského granitu skončila. Jej posledné fázy indikuje dokonalá premena biotitu a amfibolu (obr. 5, 8) a v závere kryštalizácie v subsolidovom až solidovom štádiu krátke žilky kalcitu a kremeňa. Zloženie a podiel fluidnej fázy na kryštalizácii minerálnych asociácií subsolida a solida indikujú reagujúce množstvo H_2O a CO_2 (reakcia 1 až 5) a zloženie sekundárnych fluidných inklúzií s vysokou hustotou CO_2 = 635 až 883 $kg.m^{-3}$ (Radvancová in Lörincz, 1993). Vstup takého veľkého podielu fluidnej fázy do kryštalizujúceho granitu pri vypočítaných P-T-X podmienkach mohli umožniť len tektonické udalosti, ktoré v študovanej oblasti museli dosiahnuť úroveň spodnej kôry (27 km; obr. 11). Pôvod fluidnej fázy odvodzujeme od hlboko cirkulujúceho konvekčného prúdenia vody, ktorá sa do štruktúry dostávala po ustavičnom uvoľňovaní tlaku v extenznom režime strižnej zóny. Na začiatku kryštalizačného procesu granitu sa fluidná fáza najprv dostala do intrakcie a rovnováhy s taviacim sa sedimentom a neskôr s kryštalizujúcim magmatickým médiom, pričom na začiatku procesu urýchlila tavenie. Dominantný vplyv na kryštalizáciu granitu mala fluidná fáza až v subsolidovom štádiu, v ktorom kontrolovala genézu všetkých minerálov tohto štádia (reakcia 1 - 5). Anatektická tavenina vznikala lokálne a viazala sa na strižnú zónu, ktorá podľa vypočítaných P-T podmienok dosahovala spomenutú hĺbku spodnej kôry, pričom podľa klasifikácie Cloosa (1993) sú všetky štádiá kryštalizácie na krivke normálneho geotermálneho gradientu 25 °C/km, odvodeného pre procesy vnútroplatňových udalostí v poli amfibolitov (obr. 11). Strižnú zónu, v ktorej sa študovaný granit nachádza, nazval Grecula et al. (1992) rochovskou strižnou zónou. Na S ju obmedzuje hnilecká a na J nálepkovská strižná zóna. V tejto priečnej strižnej zóne sa v dlhšom časovom období (pravdepodobne variský až alpínsky vek) zmenil zdroj CO_2 vo fluidnej fáze kryštalizujúceho média subsolida, keď bola na začiatku extenzných pohybov v strižnej zóne hĺbka (dosah) strižnej zóny relatívne menšia. Vtedy vo fluidnej fáze pôsobil zdroj CO_2 generovaný priamo z okolitej kôry, ktorá nebola pretavená ($\delta^{18}O$ = +5 až +10, $\delta^{13}C$ = -7 až -12). V závere extenzného režimu sa v strižnej zóne už uplatnil zdroj CO_2 z plášťa Zeme ($\delta^{18}O$ = +5 až +10, $\delta^{13}C$ = -3 až -7; Žák et al., 1994). Vtedy strižná zóna dosahovala relatívne najväčšiu hĺbku (27 km). S vplyvom kôrového CO_2 je spätá Mo mineralizácia a s vplyvom CO_2 z plášťa Zeme

relatívne mladšia Pb-Zn mineralizácia v „plášti" granitu (Žák et al. in Lörincz, 1993; Radvanec et al., 1994). Mineralizačný proces prebiehal v spomenutej postupnosti bez prerušenia.

Záver

V oblasti Ochtiná - Rochovce je zakrytý výskyt granitu na jv. svahu Bredača v systéme strižných zón súčasťou styku gemerika a veporika. Zistili sme, že granit má vo vrtných profiloch dve variety, ktoré sa často plynule a bez hranice striedajú. Je to ružový a od výskytu K živca jemnozrnitý granit s biotitom ± žilky kremeňa do 3 mm s minerálnou asociáciou Qtz+Kživec+Pl+Bt+Phg+Ap+ +Mag+Zrn+Mon+Cal. Častejšie sa v študovanej oblasti vyskytuje ružový jemnozrnitý až strednozrnitý granit s biotitom a chloritom (do 10 % modal.) ± žilky kremeňa do 4 mm v zložení Qtz+K živec+Pl+Phg+Bt+Chl+Cal+ +Mag+Ap+Rtl+Zrn+Hem+Mon+(relikt Amf).

Jemnozrnitý až strednozrnitý granit od Rochoviec vznikol tavením protolitu, ktoré postupne prebiehalo od parciálneho tavenia po vznik minimovej až anatektickej taveniny, ktorá má po kryštalizácii charakteristiky alkalického granitu a lokálne aj syenogranitu a monzogranitu. Z predmagmatického štádia sa v granite zachovali početné relikty Ca plagioklasu (oligoklas - andezín). Tento plagioklas (Pl1) spolu s inklúziami fengitu (Phg1) „prekonal" v podobe solida parciálne tavenie. K predmagmatickým reliktom a znakom potvrdzujúcim, že rochovský granit pochádza z pestrých sedimentov, patrí aj podstatná časť magnetitu, monazitu, apatitu, zirkónu a relikt amfibolu. Tieto minerály majú znaky magmatickej korózie. Na začiatku kryštalizácie z taveniny na okraji zŕn Pl1 kryštalizoval oligoklas - albit (Pl2) vo forme lemu. Priamo z taveniny kryštalizovala časť K živca, oligoklas - albit a časť biotitu. Dvojica biotit a Fe-Mg chlorit (Chl1) kryštalizovala na začiatku subsolidového štádia. V stave subsolida kryštalizovala podstatná časť chloritu (Chl2 a Chl3), biotit s lamelami kalcitu, fengit (Phg2 a Phg3), albit (Pl3) a kalcit s kremeňom vo forme žiliek. V tomto štádiu nastala čiastočná premena biotitu na chlorit (Chl3)+fengit(Phg3)+rutil+hematit a amfibolu na plagioklas(Pl3)+kremeň+ Fe chlorit(Chl3).

Anatektické tavenie prebiehalo po uvoľnení tlaku v podmienkach P = 9 kbar a teplote T = 650 °C. Teplota tavenia protolitu a vzniknutej taveniny nebola vyššia ako 700 °C, lebo inak by sa inklúzie fengitu v relikte plagioklasu (Pl1) nezachovali. P-T podmienky zodpovedajú taveniu v spodnej kôre v hĺbke okolo 27 km pri normálnom geotermickom gradiente 25 °C/km. Podmienky parciálneho tavenia sme odvodili od P-T-X podmienok zistených z výpočtu priebehu reakcií v subsolidovom štádiu z minerálnych asociácií, ktoré kryštalizovali bezprostredne po magmatickom štádiu. Začiatok kryštalizácie v subsolidovom štádiu sme vypočítali na hranici tlaku P = 9 kbar a pri poklese teploty na 600 °C. V meniacich sa podmienkach postupného znižovania tlaku (P = 7 kbar) a chladnutia sa do kryštalizujúcej hmoty dostal prebytok fluidnej fázy bohatej na $H_2O + CO_2$. To sa v subsolidovom štádiu kryštalizácie prejavilo zvýšením teploty (exotermické reakcie) zo 600 na 640 °C. Fluidná fáza sa do kryštalizujúceho média dostala z pôvodne hlbokého konvekčného prúdenia vody, ktorá sa po uvoľnení tlaku najprv dostala do intrakcie a rovnováhy s chladnúcim granitom.

Anatektická tavenina vznikala lokálne a viazala sa na extenzný režim strižnej zóny, ktorá v poslednom štádiu extenzie dosahovala hĺbku spodnej kôry. Strižná zóna, v ktorej sa študovaný granit nachádza, sa volá rochovská strižná zóna. Na S ju obmedzuje hnilecká a na J nálepkovská strižná zóna. V tejto priečnej strižnej zóne sa v dlhšom časovom období (pravdepodobne variský až alpínsky vek) zmenil zdroj CO_2 vo fluidnej fáze. Na začiatku extenzných pohybov v strižnej zóne bola hĺbka (dosah) strižnej zóny relatívne menšia. Vtedy pôsobil CO_2 generovaný v okolitej kôre ($\delta^{18}O$ = +5 až +10, $\delta^{13}C$ = -7 až -12) a v závere extenzie sa už uplatnil zdroj CO_2 z plášťa Zeme ($\delta^{18}O$ = +5 až +10, $\delta^{13}C$ = -3 až -7). Vtedy strižná zóna dosahovala relatívne najväčšiu hĺbku. S vplyvom kôrového CO_2 je spätá Mo mineralizácia a s vplyvom CO_2 z plášťa Zeme relatívne mladšia Pb-Zn mineralizácia v „plášti" granitu.

Poďakovanie. Za cenné pripomienky k práci ďakujem oponentovi RNDr. Igorovi Petríkovi, CSc.

Literatúra

Althaus, E., Karotke, E., Nitsch, K. H. & Winkler, H. G. F. 1970: An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz. *Neu. Jb. Mineral., Abh., Mh., 325 - 336.*

Bailey, S. W. 1988: Hydrous phyllosilicates (exclusive of mica). *Rev. Mineralogy, 19, 405 - 453.*

Berman, R. G. 1987: Geocalc. *Software of The University of British Columbia, Vancouver, Canada VGT 2B4.*

Bibikova, E. V., Cambel, B., Korikovskij, S. P., Broska, I., Gracheva, T. V., Makarov, V. A. & Arakelianta, N. M. 1988: U-Pb and K-Ar isotopic dating of Sinec (Rimavica) granites (Kohút zone of Veporides). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 147 - 157.*

Breton, N. & Thompson, A. B. 1988: Fluid-absent (dehydratation) melting of biotite in metapelites in early stages of crustal anatexis. *Contrib. Mineral. Petrology, 99, 226 - 237.*

Burchart, J., Cambel, B. & Kráľ, J. 1987: Isochron reassessment of K-Ar dating from West Carpathian crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 131 - 170.*

Cambel, B., Bagdasaryan, G. P., Gukasyan, R. CH. & Dupej, J. 1988: Age of granitoids from the Kohút Veporic zone according to Rb-Sr isochrone analysis. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 131 - 146.*

Clake, D. B. 1981: The mineralogy of peraluminous granites: a review. *Canad. Mineralogist, 19, 3 - 17.*

Cloos, M. 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.*

Dávidová, Š. & Siegel, K. 1979: Správa o petrografickom štúdiu biotitických granitov z vrtu KV-3. *Manuskript - GÚDŠ Bratislava.*

Grecula, P. et al. 1992: SGR - geofyzika, stykové zóny. [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript - GP Sp. Nová Ves.*

Határ, J., Hraško, Ľ., Václav, J., 1989a: Hidden granite intrusion near Rochovce with Mo-(W) stockwork mineralization (first object of its kind in the West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 5, 621 - 654.*

Határ, J., Hraško, Ľ. & Václav, J. 1989b: Petrografická a geochemická charakteristika zakrytej rochoveckej intrúzie. [Záv. správa.] *Manuskript - GÚDŠ Bratislava, 183 - 242.*

Huang, W. L. & Wyllie, P. J. 1973: Melting relations of muscovite- granite to 35 kbar as a model for fusion of metamorphosed subducted oceanic sediments. *Contrib. Mineral. Petrology, 42, 1 - 14.*

Huang, W. L. & Wyllie, P. J. 1975: Melting reactions in the system $NaAlSi_3O_8$-$KALSi_3O_8$-SiO_2 to 35 kbars, dry and with exsess water. *J. Geol., 83, 737 - 748.*

Chovan, M. & Petro, M. 1972: Vysvetlivky k častiam listov Jelšava, Ratkovská Suchá, Ratkovské Bystré. Geol. výskum veporidného kryštalinika. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Ivanov, M. 1984: Vzácne zeminy v kyslých a bázických magmatických horninách - Rochovce (vtr KV-3). *Mineralia slov., 16, 2, 173 - 179.*

Kamenický, J. 1977: Contact metamorphism in aureola of the Rimavica granite. *Mineralia slov., 9, 161 - 184.*

Klinec, A., Macek, J., Dávidová, Š. & Kamenický, L. 1980: Rochovecký granit v styčnej zóne gemerid s veporidami. *Geol. Práce, Spr., 74, 103 - 112.*

Korikovskyj, S. P., Janák, M. & Boronichin, V. A. 1986: Geotermometria i izmenenije minerafnych ravnovesej pri perekristalizacii granat-sfjudnatych slancev v kordieritovyje rogoviky v aureole rochovskych granitov (Slovackoje rudogorje, rajon ss Rochovce-Chyžné). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 5, 606 - 633.*

Ferry, J. M. 1976: Metamorphism of calcareous sediments in the Waterville - Vassalboro Area, south-central Maine: mineral reactions and graphical analysis. *Amer. J. Sci., 276, 841 - 882.*

Lörincz, L. 1993: Záverečná správa z úlohy Ochtiná-Rochovce, Mo-W, vyhľadávací prieskum. *Manuskript - GP Sp. N. Ves.*

Mišík, M., Chlupáč, I. & Ciha, I. 1985: Stratigrafická a historická geológia. *Bratislava, SPN, 1 - 570.*

Nemčok, A. 1953: Geologická stavba oblasti medzi Rimavskou Baňou a Sirkom. *Geol. Zbor. Geol. carpath., IV, 3 - 4, 589 - 662.*

Radvanec, M. & Banno, S. 1991: Plural stages of phengite formation in central Shikoku. *J. Mineral. Petrol. Economic Geol., 86, 179.*

Radvanec, M., Lörincz, L. & Grecula, P. 1994: Metalogenetický model mineralizácie v oblasti granitu od Ochtinej a Rochoviec. *Mineralia slov. (in print).*

Thompson, A. B. & Algor, J. R. 1977: Model system for anatexis of pelitic rocks, II. Facies series melting and reactions in the system CaO-$KAlO_2$-$NaAlO_2$-Al_3O_2-SiO_2-H_2O. *Contrib. Mineral. Petrology, 70, 429 - 438.*

Václav, J., Határ, J., Vozárová, A. & Beňka, J. 1988: Mo - W mineralizácia južne od Rochoviec. *Geol. Průzk., 10, 291 - 294.*

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

Vozárová, A. & Krištín, J. 1985: Zmeny v chemickom zložení granátov a biotitov v kontaktnej aureole alpínskych granitoidov v južnej časti veporika. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 10, 199 - 221.*

Wyllie, P. J. 1977: Crustal anatexis: an experimental review. *Tektonophysics (Amsterdam), 43, 41 - 71.*

Žák, K., Radvanec, M. & Jeleň, M. 1994: Štúdium stabilných izotopov S, O, C v Mo-W mineralizácii v oblasti Ochtinej a Rochoviec. *Mineralia slov., 26, 149 - 156.*

Crystallization sequence under partial crust melting in extensive regime on the example of granite generation in Ochtiná and Rochovce area (Western Carpathians)

Granite occurs in Ochtiná and Rochovce area under overburden at the SE slope of Bredáč hill. It is displaced in a system of shear zones as part of the Veporic and Gemeric units contact zone. It was stated that two granite varieties are present in the drilling profiles alternating without sharp boundaries. This is a fine-grained, due to K-felspar content pink, biotite granite with + up to 3 mm thick quartz veinlets carrying mineral assemblage of Qtz + K-felspar + Pl + Bt + Phg + Ap + Mag + Zrn + + Mon + Cal. More frequently, a pink fine to medium-grained biotite granite with chlorite (up to 10 modal %) and + up to 4 mm thick quartz veinlets bears a Qtz + K-felspar + Pl + Phg + Bt + Chl + Cal + Mag + +Ap + Rtl + Zrn + Hem + Mon + (relic Amph) mineral assemblage (Tab. 1).

The fine and medium-grained Rochovce granite generated by protolith melting in a sequence from partial melting stage till minimum to anatectic melt generation. The granite bears, after crystallization, characteristics of alkaline granite, in places that of syenogranite to monzogranite. Numerous Ca-plagioclase relics (oligoclase to andesine) preserved from pre-magmatic stage. This plagioclase (Pl1) together with phengite inclusions „preserved" as solidus the partial melting (Fig. 1, Tab. 2). Pre-magmatic relics and testimonies of a variegated sedimentary protolith of Rochovce granite are considerable amounts of magnetite, monazite, apatite, zircon and relic amphibole. These minerals bear magmatic corrosion traces (Figs. 4, 5, 8, 10, Tab. 2). At the beginning of melt crystallization oligoclase to albite (Pl2) crystallized in rims along the P1 grains. Part of K-felspar, oligoclase-albite and part of biotite crystallized directly from the melt (Fig. 1). Biotite and Fe-Mg chlorite (Chl1) pair crystallized at the beginning of subsolidus stage. In subsolidus stage the main part of chlorite (Cl2 and Cl3), biotite with calcite lamellae, phengite (Phg2 and Phg3), albite (Pl3) as well as calcite with quartz in veinlets crystallized (Fig. 4). Granite crystallization terminated at the end of subsolidus stage when biotite replaced to chlorite (Cl3) + (Phg3) + rutile + hematite and amphibole replaced to Pl3 + Qtz + Fe-chlorite (Cl3) (Figs. 5, 8).

Anatectic melting probably occurred after pressure release under P = 9 kbar and T = 650 °C. Protolith melting temperature and that of generating melt did not exceed 700 °C. Otherwise phengite (Phg1) inclusions could have not preserved in plagioclase (Pl1) relic. P-T-X conditions reflect melting in the lower crust at approximately 27 km depth at normal geothermal gradient of 25 °C.km^{-1}. Partial melting conditions are assumed from P-T-X conditions the later calculated according phase reactions in subsolidus stage and mineral assemblages crystallized immediately after magmatic stage. Reactions were calculated using a Geocalc routine (Berman, 1987; Figs. 11 - 13):

1. $9aQtz + 5Phl + 3Ms + 4H_2O = 3Chl + 8Kfs$
2. $2aQtz + Ms + CCss = An + Kfs + CO_2 + H_2O$
3. $3CCss + 3\ Chl + 5Kfs = 3aQtz + 5Phl + 3An + 3CO_2 + 7H_2O$
4. $8CCss + 3Chl + 5Ms + 7aQtz = 5Phl + 8An + 8CO_2 + 12H_2O$
5. $9CCss + 6Chl + 3Ms + 7Kfs = 10Phl + 9An + 9CO_2 + 17H_2O$

The beginning of crystallization in subsolidus stage was calculated at the P = 9 kbar pressure limit an at temperature decrease to 600 °C. In changing conditions of gradual pressure decrease (P = 7 kbar) and cooling, excess amount of fluid phase rich in H_2O and CO_2 was present in the crystallizing mass. This caused, under subsolidus crystallization conditions, temperature increase (exothermic reactions) from 600 °C to 640 °C (Fig. 11). The fluid phase entered crystallizing mass from deep convective water flow that became, after pressure release, into reactions first in interaction and balance with cooling granite. Sequence of mineral crystallization from the melt and subsolidus crystallization are in Tab. 3.

Anatectic melt generation was local feature related to extensive regime in the shear zone reaching, in final stage, the lower crust. The shear zone itself, in which the investigated granite occurs, is called Rochovce shear zone. It is limited on the north by Hnilec whereas from south by the Nálepkovo shear zones (Grecula et al., 1992). During a longer time period (probably Variscan to Alpine age), the source of CO_2 in fluid phase changed in this transversal shear zone. During incipient extensive movements the depthward extension of the shear zone was relatively small. In this time carbon dioxide was generated in the surrounding crust ($\delta^{18}O$ = +5 to +10, $\delta^{13}C$ = -7 to -12). In final stage a mantle source was active ($\delta^{18}O$ = +5 to +10, $\delta^{13}C$ = -3 to -7; Žák et al. in Lörincz, 1993). In this time the shear zone reached into the relatively largest depth. Influence of crustal CO_2 is related to molybdenum ores whereas influence of mantle-derived carbon dioxide is present in „younger" lead-zinc ores in granite mantle.

Mineralia slovaca, 26 (1994), 387 - 398

Polyfázový deformačný vývoj východnej časti stykovej zóny gemerika a veporika

ĽUBOMÍR GAZDAČKO

Geocomplex, a. s., geologická divízia, Werferova 1, 040 11 Košice

(Doručené 24.4.1994)

Polyphase deformational development in the eastern part of contact zone of Gemericum and Veporicum (Western Carpathians)

The Košice-Margecany shear zone, defined as dextral transpressional zone with fan-like movement, and both the Sivec-Folkmár and Kavečany shear zones, characterized by brittle deformation, represent the younger Late-Variscan to Neo-Alpine deformational stages. These stages transformed (directionally and tectonically) Variscan nappe structures in the contact zone of Gemericum and Veporicum. Above mentioned shear zones have direction NW - SE and are accompanied by zones of mylonites with their characteristic attributes and features. The original structures of east - west direction were destructed by younger processes in both brittle-plastic and brittle regimes. Each of above mentioned events, leaving traces on its markers, is the subject of this study.

Key words: Košice-Margecany shear zone, Sivec-Folkmár shear zone, Kavečany shear zone

Úvod

Gemerikum má výraznú pásmovú stavbu, často s veľmi úzkymi litologickými pruhmi, niekedy dlhými až niekoľko km. Geofyzikálnymi metódami, geologickým mapovaním v mierke 1:10 000, geochemickými, petrologickými a ložiskovo-mineralogickými prácami sa preukázalo, že vznik oblúka, resp. tektonický obraz gemerika (Grecula, 1973, 1982, Grecula a Kucharič, 1989, 1992) významne podmienili regionálne strižné zóny ako súčasť strižných zón celého karpatského oblúka. Hlavnou strižnou zónou východnej časti gemerika je košicko-margecianska, smeru SZ - JV, s charakterom horizontálneho pravostranného posunu (Grecula,1982), kým iní autori, napr. Sasvári (1993), udávajú práve jej opačný zmysel pohybu. Vyznačuje sa kulisovitým usporiadaním geologických fenoménov, v ktorých Jacko (1979) vyčlenil variské aj alpínske deformácie. Podľa Greculu (1989) strižné zóny charakteru horizontálnych posunov hrali najvýznamnejšiu úlohu počas alpínskych udalostí, keď vznikli lokálne násunové štruktúry, a pravdepodobne boli späté s globálnou transpresiou počas paleoalpínskych udalostí v Západných Karpatoch.

Vyčlenenie územia a geologická pozícia

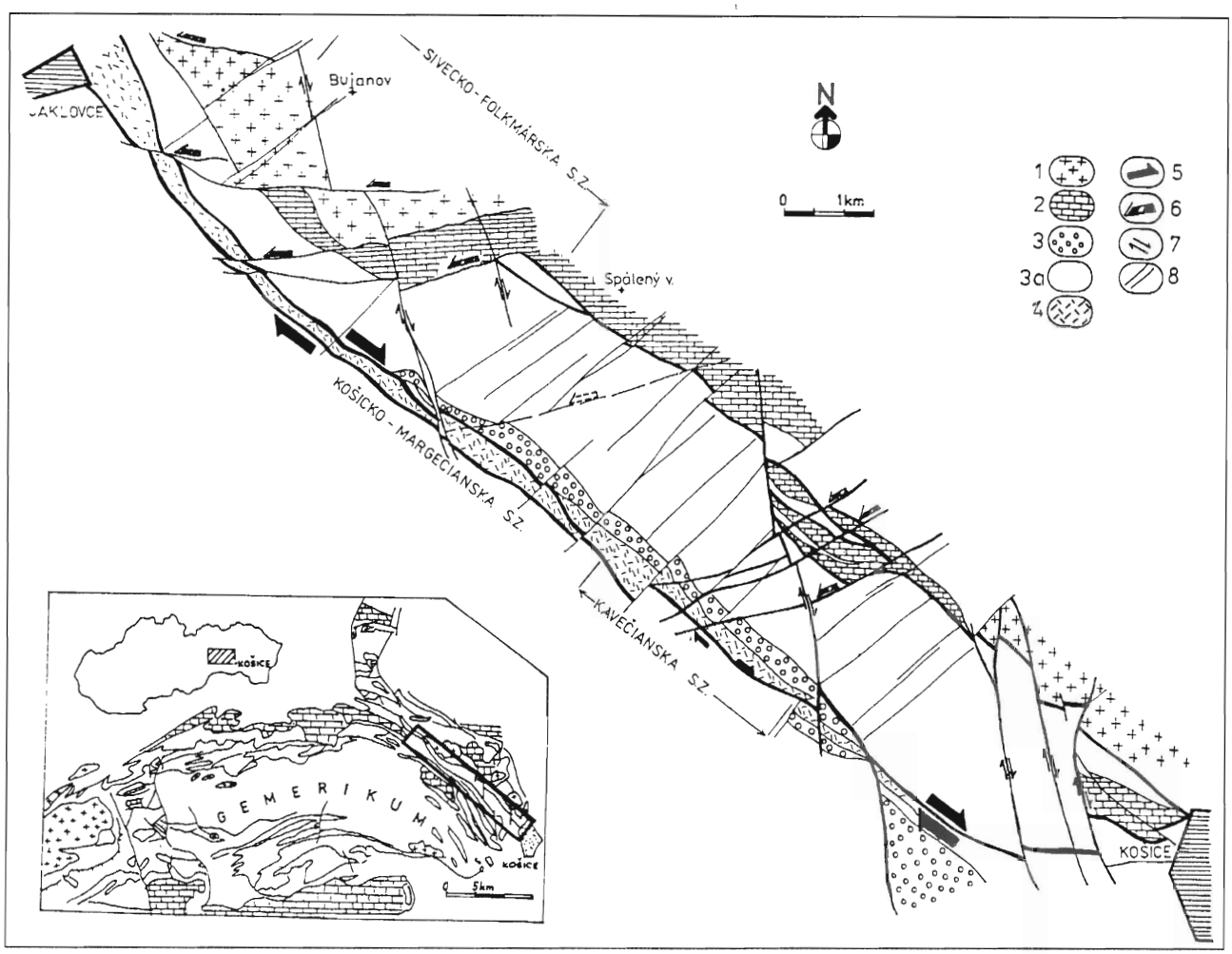
Sledované územie sa nachádza na východnom okraji Spišsko-gemerského rudohoria, medzi Košicami na jeho južnom a Margecanmi na severnom okraji a má dĺžku asi 20 a šírku 4 km. Pieskovce, piesčité bridlice, bridlice, kvarcity, zlepence a arkózy sú charakteristické pre obalové sekvencie veporika, ktoré vznikali ako pribrežné sedimenty na okraji mladopaleozoického bazéna. Faciálne sú veľmi pestré. Časť ružínskej jednotky, ktorú Maheľ (1967) a Jacko (1979, 1982) pokladajú za jurskú, kladie Grecula (1992) do mladopaleozoického vývoja, a to aj podľa výsledkov vrtu SGR V-10 (ZS, SGR-východ, 1977). Spodnú časť, t. j. čierne bridlice s čiernymi karbonátmi, zaraďuje do karbónu. Tá s karbonátmi prechádza do pestrých vápencov s fialovými a zelenými bridlicami a s polohami kvarcitov by mohla odpovedať permu. S karbonátmi ružínskej série sú späté aj svetlé kvarcity (Fusán et al., 1963, Jacko, 1975, 1979, ich považujú za perm) a sľudnaté pieskovce, alebo čierne bridlice, pokladané za perm.

Za obal veporika sa považovali iba kvarciticko-arkózovité sedimenty. Označovali sa ako juhoveporický perm (Fusán, 1957,1963) a neskôr (Vozárová a Vozár, 1982) ako rimavské súvrstvie, tiež zodpovedajúce permu. V chápaní Greculu (1992) to odpovedá kilhovským kvarcitom a zlepencom. To, čo sa v súčasnosti označuje ako slatvinské súvrstvie (Vozárová a Vozár, 1982) a zaraďuje do karbónu, resp. stefanu C-D (Planderová a Vozárová, 1978), sa dávnejšie pokladalo za prekambrickú kohútsku zónu veporika (Zoubek 1936), novšie sa hodnotí ako staršie paleozoikum (napr. Fusán et al., 1963). Mladopaleozoické (hlavne karbónske) vývoje sú faciálne veľmi pestré, ale možno ani nie tak pre silnú členitosť bazéna ako skôr pre veľmi pestré zloženie zdrojovej oblasti sedimentujúceho materiálu, a tak aj pre spodobňovanie litologických súborov podložia (Grecula, Kucharič, 1992).

Metodika prác

Priamo na odkryvoch sme v mezoštruktúrnej mierke venovali pozornosť planárnym a lineárnym štruktúram

This work originated on the basis of Project IGCP 276 Paleozoic of the Tethis.

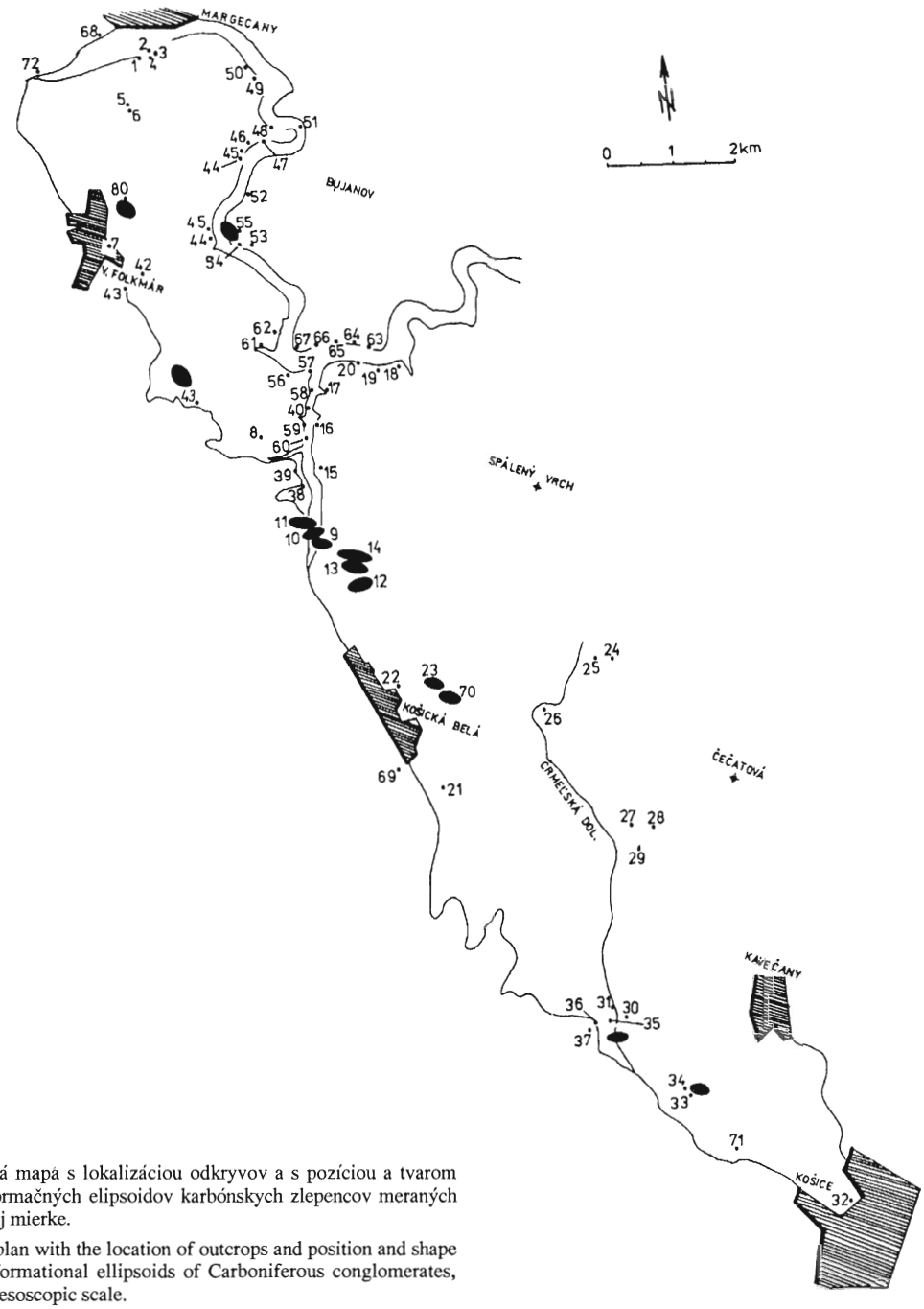


Obr.1. Schematická geologická mapa s vyznačenými strižnými zónami a so situovaním územia v gemeriku. 1 - kryštalinikum veporika vcelku, 2 - vápence, kryštalické vápence, miestami s vložkami pieščitých a slieňovcových bridlíc (časť ružínskej série), 3 - polymiktné zlepence (karbón), 3a - bridličnato-pieščitý vývoj mladšieho paleozoika (karbón), 4 - permské komplexy (bridlice, zlepence a pieskovce) vcelku, 5 - košicko-margecianska strižná zóna, 6 - sivecko-folkmárska a kavečianska strižná zóna, 7 - Riedlove strihy a zlomy v košicko-margecianskej strižnej zóne, 8 - zlomy.

Fig. 1. Schematic geological map with demonstrated shear zones and position of studied area in Gemericum. 1 - crystalline complexes of Veporicum undivided, 2 - limestones, crystalline limestones, locally with the intercalations of sandy and marly schists (part of the Ružín Series), 3 - polymict conglomerates (Carboniferous), 3a - schist-sand development of Late Paleozoic (Carboniferous), 4 - Permian complexes (schists, conglomerates and sandstones) undivided, 5 - the Košice-Margecany shear zone, 6 - the Sivec-Folkmár and Kavečany shear zones, 7 - Riedel shears and faults in the Košice-Margecany shear zone, 8 - faults.

(Ramsay a Huber, 1983; Ramsay, 1967; Passchier a Simpson, 1986; Woodcock a Fischer, 1986), ako aj ich vzájomným vzťahom, určovali sme zmysel a charakter pohybu v plastických a krehkých strižných zónach (Bouchez et al., 1983), charakteristiku mylonitizácie a stupeň ich pretvorenia (Lister a Snoke, 1984). Hodnotili sme ohybové a sklzové štruktúry (Tanner, 1989; Ramsay, 1974) a prisudzovali im charakter a genézu.

Hlavnou úlohou deformačnej analýzy bolo zdokumentovať štruktúrne fenomény najmä karbónskych zlepencov priamo na odkryvoch a zhodnotiť ich. Deformačná analýza vychádzala zo štúdia pôvodne izometrických (nedeformovaných) častíc, ktoré boli deformačnými procesmi pretvorené a orientované v istom uhle na ich pôvodnú pozíciu. V 13 vzorkách (obr. 2) v dvoch navzájom kolmých rovinách (XZ a YZ) s minimálne 30 meraniami v každej z nich sa zmerala orientácia obliakov k lineácii roztiahnutia. Konečná elipticita obliakov sa ako výsledok ich strižného pretvorenia R_s v závislosti od uhla φ (obr. 6) zhodnotila v R_f/φ grafe (Ramsay, 1967; Lisle 1985; Dunnet 1969). Na určenie konečného tvaru (oblátnosti či prolátnosti) deformačných elipsoidov sme použili Flinnov k-diagram. Na priame odčítanie hodnoty skrátenia, resp. extenzie v smere hlavných osí deformačného elipsoidu sme použili Lawov graf (1986) a Lodeov parameter Hossackovou metódou (1968). Hodnota E_s v danom grafe bola funkciou základného logaritmického napätia ε_1,ε_2 a ε_3. Na určenie veľkosti deformácie potrebnej na predĺženie alebo skrátenie hodnôt hlavných osí deformačného elipsoidu sme použili parameter intezity deformácie D. Všetky vypočítané hodnoty získané uvedenými metódami sú v tab. 1.



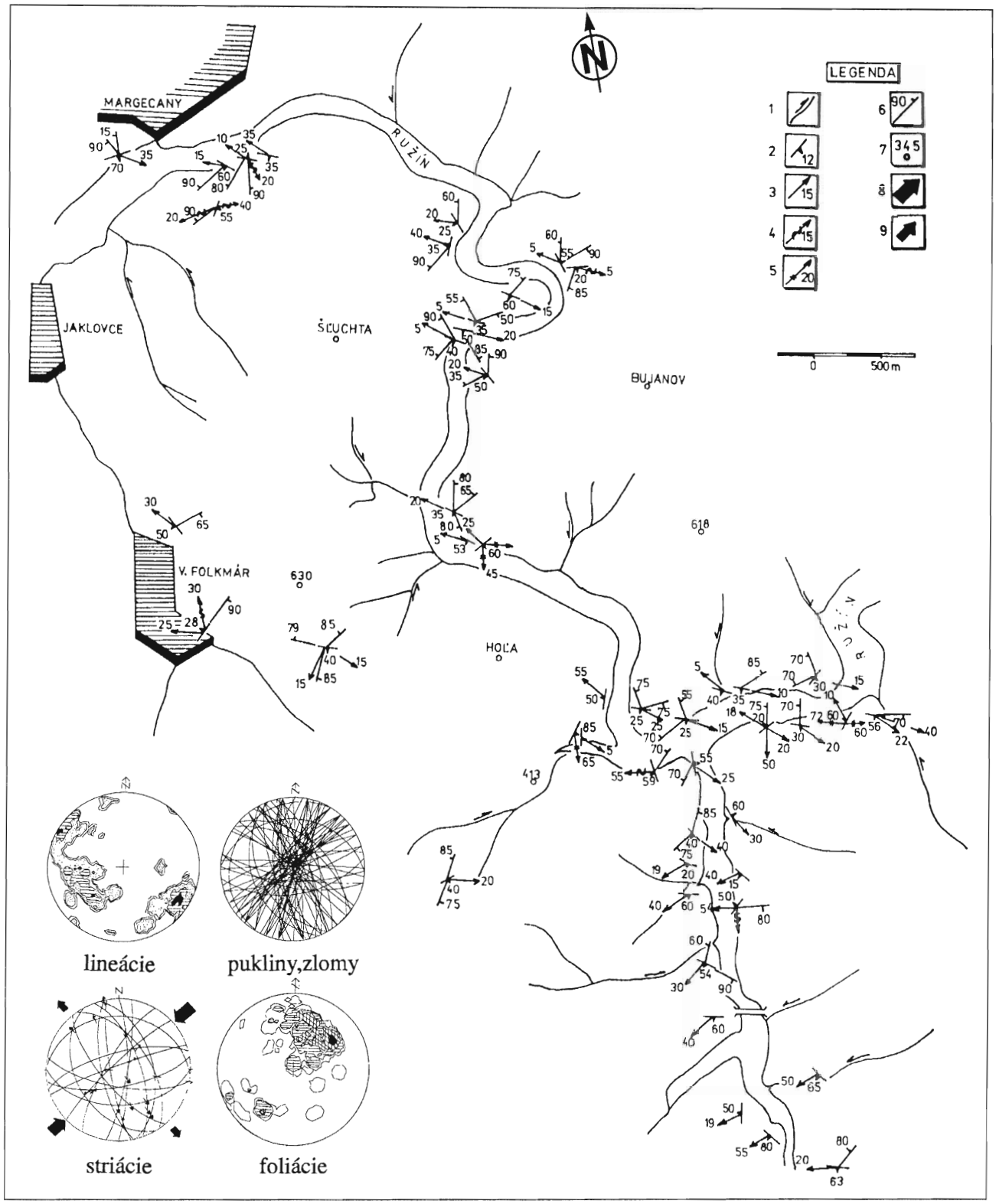
Obr. 2. Situačná mapa s lokalizáciou odkryvov a s pozíciou a tvarom konečných deformačných elipsoidov karbónskych zlepencov meraných v mezoskopickej mierke.

Fig. 2. Outline plan with the location of outcrops and position and shape of the final deformational ellipsoids of Carboniferous conglomerates, studied in the mesoscopic scale.

Výsledky mezoskopických meraní

Foliácie

Na súbornom tektonograme (obr. 3) vykazovali dva hlavné smery, a to SZ - JV a S - J. Foliácie s_1 smeru V - Z, reprezentujúce metamorfnú bridličnatosť, koincidujú so smerom klivážových plôch vrás F_1, smeru V - Z. Mladšie procesy ich transformovali do smeru kolmo na pôsobiace tlakové zložky a v teréne sa zachovali veľmi sporadicky. Mylonitová foliácia s_2 je naopak dominantnou štruktúrou, prebieha šikmo (pod uhlom 45°) na foliáciu s_1 a je vyvinutá v celom študovanom území. Leží paralelne s hranicami košicko-margecianskej strižnej zóny a priemernú hodnotu smeru sklonu sme vypočítali matematicky (237/48). Smer foliácií S - J zodpovedá kliváži a na rozdiel od už spomenutých foliácií majú subvertikálny až vertikálny



Obr. 3. Plošné a lineárne tektonické fenomény na odkryvoch v oblasti priehrady Ružín a ich zobrazenie v súborných tektonogramoch. 1 - priebeh potokov, 2 - smer sklonu foliácií, 3 - smer sklonu lineácií, 4 - smer vrásových osí, 5 - smer striácií na tektonických poruchách, 6 - pukliny, zlomy, 7 - kóty, 8 - smer kompresie, 9 - smer extenzie.

Fig. 3. Planar and linear tectonic phenomena of the outcrops in the area of Ružín dam and their demonstration in the collective tectonogrammes. 1 - course of brooks, 2 - direction of inclination of foliation, 3 - direction of inclination of lineation, 4 - directions of the fold axes, 5 - direction of striation on faults, 6 - joint, faul,. 7 - altitude point, 8 - direction of compression, 9 - direction of extension.

sklon (70° - 80°). Najmladšími foliačnými plochami sú horizontálne uložené štruktúry (flattening shear plane). Smerovo sú rovnobežné s hranicami krehkých strižných zón, t. j. VSV - ZJZ, majú sklon do 25° a najlepšie ich možno pozorovať v oblasti priehrady Ružín.

Lineácie

Lineácie sú najvýznamnejším tektonickým prvkom a hlavným indikátorom smeru pohybu a tektonického transportu v strižných zónach. Na súbornom tektonograme (obr. 3) vykazovali tri hlavné smery. Najvýznamnejšie sú lineácie smeru SZ - JV s miernym sklonom (15 - 20°), pozične vyvinuté na plochách mylonitovej foliácie (lineácie roztiahnutia). Lineácia L_{1-2} je smerovo zhodná s košicko-margecianskou strižnou zónou. Vyvinutá je na subhorizontálne ležiacich foliačných plochách s_2. Lineácia L_3 (striácie) súvisí s krehkou, sivecko-folkmárskou a s kavečianskou strižnou zónou (obr. 1), ktoré sú na plochách horizontálne uložené. Matematicky vypočítanou priemernou hodnotou smeru sklonu je 126/21.

Pukliny, zlomy a striácie

Pukliny, zlomy a striácie sme hodnotili Angelierovou metódou (1979) a zistili sme, že pukliny, resp. tenzné praskliny vznikajú pri transpresii v extenznom poli, a to ako deštruktívne alebo kreatívne disjunktívne štruktúry, teda paralelne s pohybom, alebo kolmo naň. Smer zlomov S - J koinciduje so syntetickými Riedlovými strihmi pri vzniku košicko-margecianskej strižnej zóny a na subvertikálne uložených plochách možno pozorovať striácie ako ekvivalent lineácií pozorovaných v krehkoplastickom prostredí. Z obr. 3 je zrejmé, že striácie smeru ZJZ - VSV odpovedajú smeru maximálneho uvoľnenia a sú ozvenou na kompresnú zložku napätia pôsobiacu od JZJ. Smer SZ - JV je dominantný a zodpovedá kompresii od VJV v druhom deformačnom štádiu. Na základe indikátorov krehkých pohybov sme podľa Petita (1987) určovali zmysel pohybu tak v košicko-margecianskej strižnej zóne (pravostranný), ako aj v sivecko-folkmárskej a v kavečianskej strižnej zóne (ľavostranný).

Vrásy

Najstaršími sú vrásy so smerom osových rovín V - Z km až metrového rádu s osami sklonenými na V (10 - 15°), ktoré sa označujú ako vrásy F_1. Majú malú amplitúdu a veľké rozpätie, sú to teda otvorené vrásy. Ich osové roviny boli strižnými pohybmi pretransformované do smeru košicko-margecianskej strižnej zóny už ako vrásy a (v zmysle Williamsa, 1978) a pri násunovom procese v transpresnej strižnej zóne boli späté so vznikom prešmykov na ich ramenách. Vznikli izoklinálne vrásy F_2 s veľkou amplitúdou A a s medzivrstvovými sklzmi následkom ohybových sklzov. Vrásy F_3 charakterizujeme ako vrásy typu V (chevron folds) so smerom osí S - J, s miernym sklonom na obidve strany a geneticky ich spájame s kompresiou priestoru od V.

Analýza obliakov

Deformačnú analýzu obliakov zlepencov tvorilo meranie dĺžky ich osí v navzájom kolmých rovinách XZ a YZ konečného deformačného elipsoidu a z merania uhla, ktorý zvierajú osi deformačných elipsoidov s lineáciami roztiahnutia. Analyzovalo sa 13 vzoriek, najmä v zlepencoch, z úseku dlhého asi 15 km. Jedna vzorka (granitoid) bola z kryštalinika (odkryv 55). Pri každej vzorke išlo minimálne o 30 meraní v každej rovine. Z hodnôt harmonického priemeru R_{XZ}, R_{YZ} a R_{XY} sme matematicky vypočítali hodnotu K, k, Lodeov parameter ν, logaritmický strih E_s a množstvo deformácie D. Z grafu (obr. 5) vyplýva, že hodnoty skrátenia a predĺženia sú najrozdielnejšie v odkryve 9, 10 a 11, 14, ktoré sú od seba vzdialené asi 200 až 300 m. Vykazujú rozdiel v skrátení osí Z asi 20 % a v predĺžení osí Y asi 30 %, kým hodnota predĺženia v smere osí X predstavovala skoro rovnakú hodnotu t. j. 55 %. Z tab.1 tiež vychodí, že najväčšie rozdiely v množstve deformácie D sú z odkryvu 9, 10 (0,44 - 0,54) a 11, 14 (0,91 - 0,93). Vysvetľujeme to tak, že najväčšie hodnoty sú z odkryvov situovaných najbližšie k litologicky rozdielnym hraniciam (karbón a perm), a tým vlastne aj k hraniciam strižnej zóny (obr. 1). Možno povedať, že násunový deformačný mechanizmus v transpresnej košicko-margecianskej strižnej zóne nemal rovnaký stupeň deformácie, kým nasledujúci, teda heterogénny strih deformoval už oblátne obliaky zlepencov iba veľmi málo, a to v závislosti od pozície príslušného odkryvu v strižnej zóne.

Interpretácia výsledkov

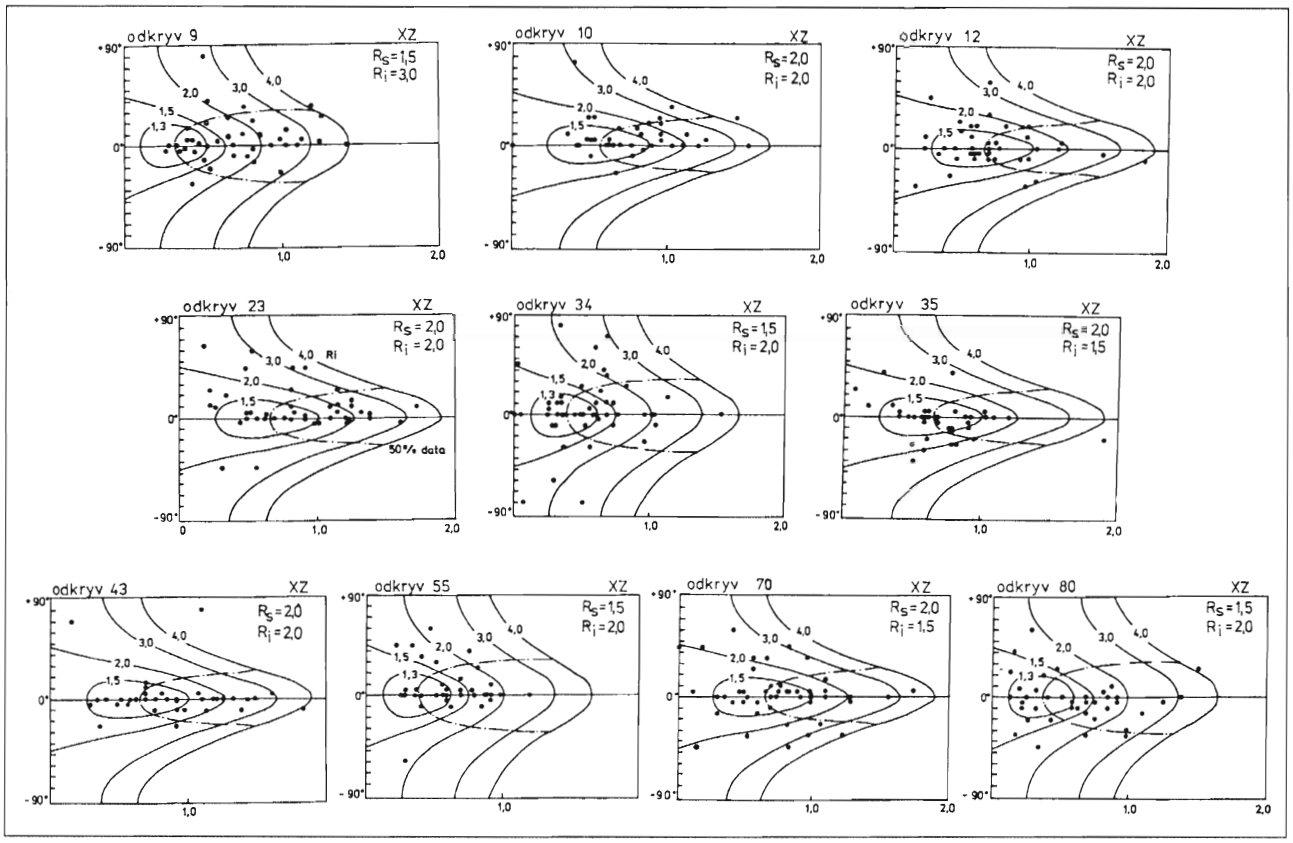
Pestrosť litologických komplexov, rôznorodosť ich reologických vlastností a polyfázový tektonický vývoj v rozličných kinematických režimoch zanechali štruktúrne stopy priamo v odkryvoch, ktoré sme sledovali v teréne po vypustení priehrady Ružín.

Pozorované štruktúrne prvky sme rozdelili do troch skupín, ktoré by mohli zodpovedať trom deformačným štádiám.

Deformačné štádium D_1 bolo spojené s kompresnými

Tab. 1
Vypočítané hodnoty deformačných elipsoidov
Calculated values of deformational ellipsoids

odkryv	R_{XZ}	R_{YZ}	R_{XY}	k	K	ν	ε_s	D
9	1,87	1,41	1,32	0,79	0,79	0,12	0,44	0,44
10	2,14	1,41	1,51	1,23	1,20	0,09	0,52	0,54
11	2,76	2,54	1,08	0,05	0,08	0,84	0,79	0,93
12	2,25	1,96	1,14	0,15	0,19	0,68	0,61	0,68
13	2,61	2,10	1,24	0,21	0,29	0,55	0,71	0,77
14	3,20	2,38	1,34	0,25	0,34	0,49	0,69	0,91
23	2,17	2,02	1,07	0,07	0,09	0,83	0,61	0,71
34	2,00	1,72	1,15	0,21	0,26	0,59	0,51	0,56
35	2,12	1,96	1,08	0,08	0,11	0,80	0,70	0,67
43	2,27	1,69	1,34	0,49	0,55	0,29	0,59	0,60
55	1,89	1,79	1,05	0,07	0,08	0,49	0,50	0,58
70	1,95	1,85	1,05	0,06	0,07	0,85	0,52	0,61
80	1,92	1,69	1,13	0,19	0,23	0,52	0,49	0,53

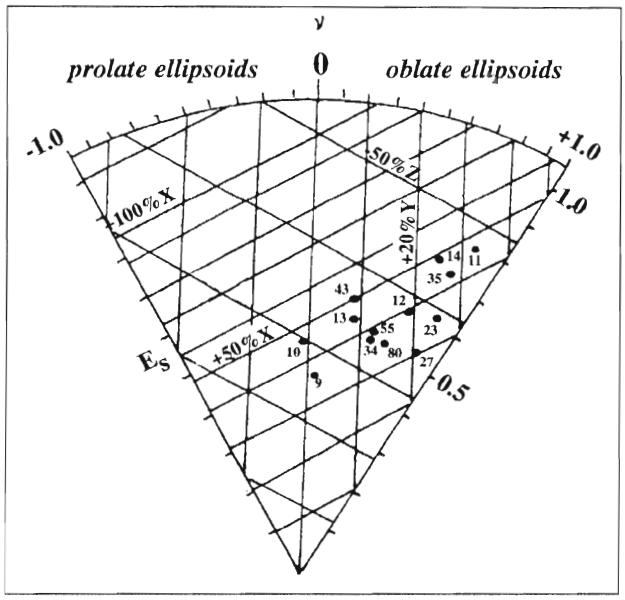


Obr. 4. Rf/φ grafy (cibuľové krivky) podľa Dunneta (1969) v rovine XZ, udávajúce vzťah konečnej elipticity R_s a uhla φ k pôvodnej elipticite častíc R_i.

Fig. 4. Rf/φ graphs (onion curves) according to Dunnet (1969) in the XZ plane demonstrating the relation of the final ellipticity R_s and the angle φ to original ellipticity of elements R_i.

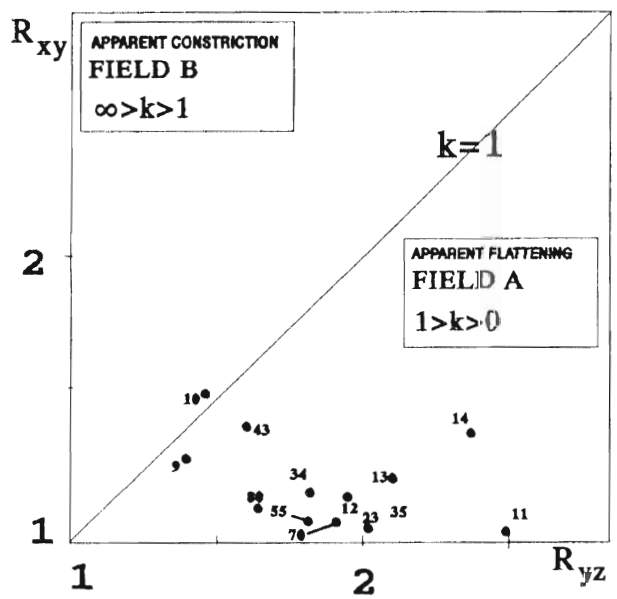
procesmi, ktorých výsledkom bolo vrásnenie sedimentačnej výplne staropaleozoického bazéna. S deformačnými procesmi boli späté aj metamorfné udalosti, pričom sa pôvodné plochy vrstvovitosti s_0 postupne transformovali do vrstvovitej bridličnatosti s_1. Metamorfné minerály kryštalizovali na usmernených plochách a v paralelných vrstvičkách. Vznikali veľmi otvorené symetrické vrásy F_1 s malou amplitútou A, s veľkým vrásovým rozpätím W (Ramsay, 1967) a so subvertikálne až vertikálne ležiacimi osovými rovinami. Podľa ich osí smeru ZSZ - VJV až skoro V - Z s miernym sklonom na Z usudzujeme o smere kompresnej zložky napätia od JJZ, resp. J na SSV, resp. S. Tieto vrásy možno pozorovať na J a V od Margecian (oblasť kóty Šľuchta) v kvarcitoch veporika a v kryštaliniku veporika. Keďže vrásy F_1 dostávali stále väčšiu amplitúdu, ale užšie rozpätie, vyústilo to do vzniku izoklinálnych až zatvorených vrás F_2 metrového až decimetrového rádu a do nukleácie klivážových plôch ich osovej roviny (obr. 7, odkryv 1 až 5). Predpokladáme, že kompresné tektonické udalosti boli intenzívne a možno aj viacfázové.

Pre *deformačné štádium* D_2 bola najpenetratívnejším prvkom foliácia s_2, ktorú možno označiť aj termínom mylonitová foliácia. Generálne leží na s_1 pod uhlom asi 45°, vznikla ako výsledok pokračujúcej, resp. ďalšej fázy kompresie od JZ na SV a predstavovala plochu XZ finálnej deformácie tohto procesu. Na plochách mylonitovej foliácie je lineácia L_{1-2}, ktorú zvýrazňuje rozvliekanie kremeňa a živcov v rule, kremenných obliakov v zlepencoch, budináž kompetentných vrstiev a sľúd v kvarcitoch a tlakové tiene okolo živcových výrastlíc. Intenzita mylonitovej foliácie stúpala smerom k prešmykovým plochám, ktoré vznikali na rozhraní litologických inhomogenít vrásniacich komplexov, ako aj na ramenách vrás ako výsledok prevládajúceho šmykového napätia. Nevylučujeme ani možnosť ohybových sklzov na migračných plochách vrás najmä v rigidnejších súvrstviach (kvarcity obalu kryštalinika). Smer vrás, resp. ich osí bol SZ - JV s miernym sklonom na JV a so subvertikálnymi až na JZ strmo upadajúcimi osovými rovinami. Všetky deformačné procesy prebiehali v podmienkach jednoduchého, ale heterogénneho strihu na hranici plastických až krehkoplastických podmienok. Orientovaný stres spôsoboval tvorbu čiastkových prešmykov a v podstate šikmý násun spätý s budinovaním kompetentných a silno skomprimovaných vrstiev. Preskupovanie horninových komplexov duplexným spôsobom (Woodcock a Fischer,1986) viedlo k výzdvihu a k následnej erózii najmä stratigraficky vyšších komplexov. Preto je pochopiteľné, že plasticita prostredia stúpala smerom do podložia. Odrazilo sa to v odlišnom štýle a charaktere vrás horninových komplexov v tom istom kinematickom režime. Vrásy F_2 mali oproti



Obr. 5. Grafické zobrazenie tvaru konečného stavu deformačných elipsoidov s možnosťou priameho odčítania hodnôt extenzie a skrátenia pozdĺž osi X, Y a Z (Law, 1986).

Fig. 5. Graphic demonstration of the shape of the final deformational ellipsoids with the possibility of direct evaluation of the values of extension and shortening along the X, Y and Z axes (Law, 1986).



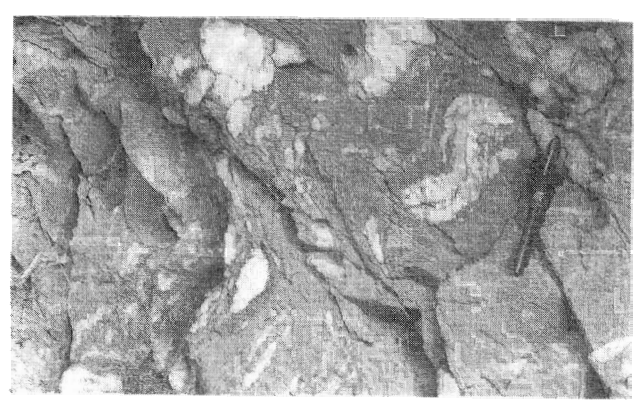
Obr. 6. Flinnov k-diagram klasifikácie deformačných elipsoidov s vypočítanými hodnotami.

Fig. 6. Flinn's k-diagramme of the classification of deformational ellipsoids with calculated values.

vrásam F_1 rotovanú os v smere hodinových ručičiek o 30°, čo sa vysvetľuje zmenou smeru hlavného napätia. To viedlo k strižným procesom dextrálneho smeru so všetkými atribútmi transpresnej strižnej zóny s vejárovitým charakterom (košicko-margecianska strižná zóna), s jednoduchými strižnými štruktúrami v jej hlbších častiach a s plochými násunmi krehkejšieho charakteru (flat-lying shear planes) v jej vyšších častiach (Jolivet and Huchon, 1989). Potvrdzuje to rotovanie lineácií a vláknitej kremennej výplne puklín v permských bridliciach sledovaných v oblasti Veľkého Folkmára na odkryvoch. Lineácie roztiahnutia, budinovanie kompetentných vrstiev, antitetické a syntetické Riedlove strihy (obr. 8), vláknitá štruktúra kremennej výplne puklín (typu crack - seal; obr. 11 a 13), en-echelonovité usporiadanie kremenných žíl v kryštaliniku (obr. 9), lineácie typu hrubých tyčí (rods), ako aj vrásy F_2 charakterizované ako vrásy a, to sú indikátory prezentovanej strižnej zóny pozorovanej priamo na odkryvoch.

Pretože sme vláknité a kremenné, resp. kalcitové žilky pozorovali v permských bridliciach, v obliakoch karbónskych zlepencov, ako aj v ultrabázickom komplexe pri Jaklovciach a v karbonátoch a poukazujú na zmenu, resp. rotáciu napätia a charakter pohybu, zaoberali sme sa touto otázkou podrobnejšie. Z obr. 7 vyplýva, že sme študovali vláknité kremenné žilky v permských fialových rovnoplocho štiepateľných bridliciach, kde ich dĺžka niekoľkonásobne prevyšovala ich šírku, zistili sme nasledujúce smery a ich genézu interpretujeme takto:

- Násun indikovali ťahové pukliny s vláknitou minerálnou výplňou orientovanou kolmo na puklinové plochy pod uhlom 70 - 80° na násunovú (rozumej strižnú) zónu (v zmysle Hancocka, 1972 a Durneya a Ramsayho, 1973).
- Pokles, resp. gravitačný sklz indikovali vertikálne uložené (a šikmo, pod uhlom 40° k strižnej zóne) Riedlove strihy a združené kremenné žilky (Rickard a Rixon, 1983) orientované pod ostrým uhlom na Riedlove strihy už vyplnené kremeňom.
- V obliakoch zlepencov sme pozorovali podobné štruktúry, ako sme už uviedli, pričom prevažovali ťahové praskliny s vláknitou výplňou orientovanou paralelne so smerom extenzie a tvoriacou výplň budinovaných častí obliakov (obr. 13).
- V čiernych karbónskych bridliciach vznikali mocnejšie

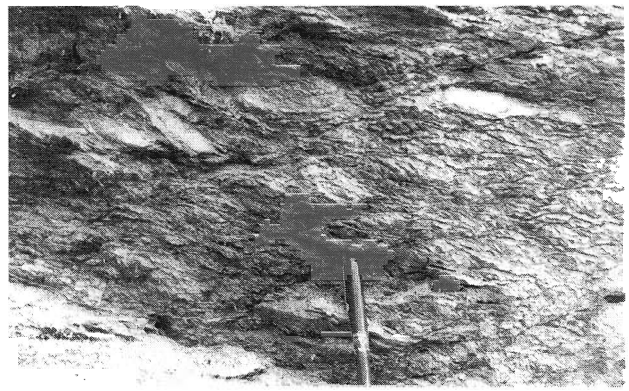


Obr. 7. Zatvorené až izoklinálne vrásy s nukleáciou kliváže v plôch a vrásovými prešmykmi na ramenách vrás (druhé deformačné štádium; kvarcitické bridlice; odkryv 2).

Fig. 7. Closed to isoclinal folds with the nucleation of cleavage planes and with the fold overthrusts on the fold limbs (second deformational stage, quartzitic schists; outcrop 2).

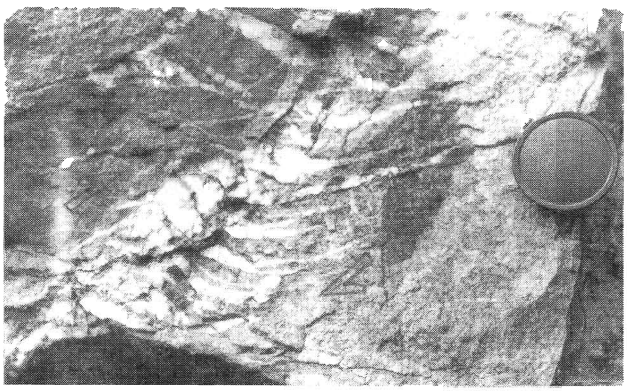
Obr. 8. Riedlove strihy pozdlž pravostranného posunu v košicko-margecianskej strižnej zóne vo fialových bridliciach permu a odtrhávanie pozdlž plôch s_2 (odkryv 69).

Fig. 8. Riedel's shears along the dextral offset in the Košice-Margecany shear zone in the Permian violet schists and breakoff along the s_2 planes (outcrop 69).



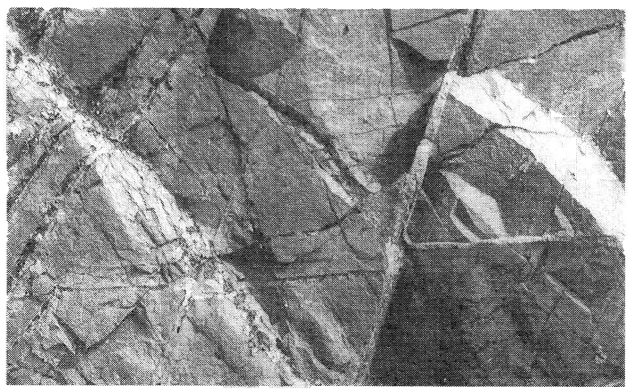
Obr. 10. Extenzná krenulačná kliváž v mylonitizovaných pararulách kryštalinika veporika ako prejav 3. deformačného štádia (odkryv 3).

Fig. 10. Extensional crenulation cleavage in the mylonitized paragneisses of the crystalline complexes of Veporicum as the manifestation of the 3rd deformational stage (outcrop 3).



Obr. 9. En-echelonovitý vývoj kremenných žíl v granodioritoch kryštalinika s dextrálnym zmyslom pohybu (odkryv 18).

Fig. 9. En-echelon development of quartz veins in the granitoids of crystalline complexes with the dextral strike-slip (outcrop 18).



Obr. 11. Vláknitá kremeňová výplň ťahových puklín v permských bridliciach (odkryv 7).

Fig. 11. Fibre-like quartz filling of the extensional joints in Permian schists (outcrop 7).

vláknité žilky sideritovo-kremenného typu s orientáciou vlákien paralelne s násunom, ale kolmo na smer maximálnej kompresnej zložky.

- V ultrabázikách sú ťahové pukliny vyplnené minerálmi skupiny epidot - zoisit, ktoré vypĺňajú priestor medzi budinovanými blokmi s pravostranným posúvaním.

- V granitoch kryštalinika sú vyvinuté en-echelonovité, združené kremenné žilky orientované kolmo na klivážové plochy. Tieto žilky vznikali ako ťahové pukliny paralelné s maximálnym napätím σ_1 a neskôr pod pokračujúcim tlakom rotovali až do smeru priebehu strižnej zóny.

Prechod od krehkoplastických do krehkých, a teda posledných štádií tejto deformačnej fázy sme dokumentovali na zalomených vrásach F_3 (vrásy typu V) a zalomených pásoch (obr. 16). V počiatočnom štádiu ich vývoja vznikali tlakové deformačné štruktúry. Ohybový sklz bol mechanizmom na formovanie týchto paralelných vrás. Mechanizmus vzniku s vytvorením ich modelu študoval Ramsay (1974), predtým de Sitter (1958) a rozpracovali ho viacerí autori (Behzadi a Dubey, 1980; Williams, 1980). Podľa ich údajov predpokladáme, že tlak postupne vyprodukoval v karbonatických horninách štyri fázy vzniku zalomených vrás, ktoré prezentoval Steward a Alvarez (1991), pričom v podložných horninách kryštalinika vytvoril jednoduché ojedinele aj združené zalomené vrásy. Z analýzy týchto vrás vychodí, že uhol α bol menší ako β, teda že hodnota napätia rástla mimo zalomených vrás, preto sa napätie akumulovalo vo vnútri týchto vrás a vznikali foliačné sklzy mimo nich.

Prítomnosť stylolitických švov a ťahových prasklín (Rispoli, 1981) poukazuje na kompresiu orientovanú rovnobežne so smerom maximálneho stresu. Dokazujú to aj čokoládové štruktúry kalcitových žiliek v karbonátoch. Tlakové rozpúšťanie, a tým aj skracovanie bolo prvou fázou tvorby týchto štruktúr. Po dosiahnutí kritickej hodnoty tlaku a skrátenia zhruba o 20 % (čo je aj skrátením osi Z deformačného elipsoidu), zalomené vrásy rástli veľmi intenzívne, a preto možno na plôškach týchto združených zalomených vrás pozorovať sklz spolu s lineárnymi prvkami (odkryv 40). Poslednou fázou bolo tzv. deformačné tvrdnutie, čo predstavovalo zónu pomalého rastu zalomených vrás. Z klivážových plôch orientovaných kolmo na tlak sa stali osové

roviny vrás typu V, ktoré sme pozorovali v oblasti na S od Košických Hámrov (obr. 15), a v ktorých sú badateľné aj lineácie roztiahnutia na klivážových plochách s pravostranným zmyslom pohybu.

Deformačná analýza obliakov

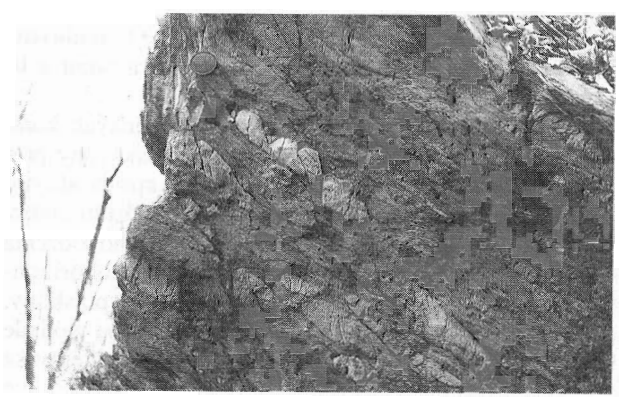
Keďže hrubozrnný zlepenec (obliaky vo výnimočných prípadoch mali až poldruhametrový priemer) v oblasti Zlatníckeho potoka a Košickej Belej bol veľmi vhodným materiálom na štúdium spomenutých procesov (obr. 12), pri drobnoštruktúrnej analýze sme im venovali väčšiu pozornosť. Metodiku výskumu a spracúvania výsledkov sme už opísali, a tak sa ďalej pokúšame o ich interpretáciu. Podľa Flinnovho k-diagramu (obr. 6) boli všetky sledované obliaky deformované v oblátnom poli (majú sploštený tvar) s hodnotou $1 \geq k \geq 0$, s výnimkou jedného prípadu (odkryv 10, kde hodnota $k \geq 1$). Svedčí to o prevládajúcom jednoosovom sploštení obliakov spôsobenom násunom. Súradnica Z konečného deformačného elipsoidu podľa Hossackovej metódy a po vynesení do grafu podľa Lawa (1986) vykazuje skrátenie od 30 po 50% (obr. 5), to znamená rozptyl 20%. Tieto transpresné procesy späté s násunom prebiehali v krehkoplastickom prostredí, pretože praskliny vznikajúce v obliakoch boli orientované kolmo na steny a v mnohých prípadoch ich vyplnil kremeň. Párové puklinové systémy sú niekedy navzájom posunuté, čo pripomína efekt mikrograbenov a mikrohrastov. Mladšie vláknité žilky sú orientované pod ostrým uhlom na steny obliakov a presekávajú spomenutý párový puklinový systém. Predĺženie v smere osi X predstavovalo hodnotu 30 až 50 % (obr. 5), ale predpokladáme, že po násunovej deformácii bolo sploštenie aj väčšie (tlak nadložia), čo sa prejavilo fraktúrovaním obliakov s ich následným knihovým sklzom pozdĺž antitetických strihov (obr. 12). Sklz bol spôsobený výzdvihom fundamentu kryštalinika, ktorý sa pri násune (tlak nadložia) preteplil a postupne vyzdvihol. Tento deformačný proces mal veľkú úlohu pri vzniku ruptúr a krehkých deformácií počas násunu, pretože pôsobiaci „násunový" tlak bol postupne kompenzovaný „sklzovým" protismerne orientovaným tlakom, ktorý vznikal ako prejav gravitačného pôsobenia vytlačených komplexov, najmä kryštalinika a karbonátov po násunových plochách. Os X však strižné procesy modifikovali rotáciou napätia (zhruba o 30 až 50°) a os Y sa postupne dostávala do polohy rovnobežnej so smerom hraníc strižnej zóny, a preto bolo v ojedinelých prípadoch predĺženie v smere osi X menšie ako v smere osi Y. Matrix, tvorený predovšetkým silno foliovanými zelenkavými karbónskymi bridlicami, sa duktílne pretvoril so vznikom strižných plôch orientovaných ako tzv. plochy ecc_1 (v zmysle Behrmana, 1987), indikujúce násun. Fakt, že bol násun spätý so strižnými procesmi, dokumentuje aj vláknitá výplň kremenných žiliek v obliakoch orientovaných paralelne s trajektóriami budinovaných polôh (Malavieille a Lacassin, 1988). Súdkovitú budináž (Ramberg, 1955; Ramsay a Huber, 1983; Talbot, 1970; Lloyd a Ferguson, 1981; odkryv 2) sme spozorovali aj v karbonaticko-slieňovcových horninách v oblasti Sivca (odkryv 40). Na základe parametra D v tab. 1 konštatujeme, že stupeň deformácie nebol všade rovnaký, ale rozdiely v ňom boli veľmi malé. Hodnota R_s je v obidvoch navzájom kolmých rovinách XZ a YZ približne rovnaká (1,5 - 2,0; obr. 4). Z toho usudzujeme, že tvar konečného deformačného elipsoidu je výsledkom najmä násunových procesov. Možno konštatovať, že na rozdiel od väčších malé obliaky takmer neboli fraktúrované a že prostredie, v ktorom sa nachádzali, výrazne kompenzovalo pôsobiace napätie. Hlavné procesy deštruujúce obliaky mali krehkoplastický charakter.

Posuny litologických komplexov (na obr. 1 najmä karbonátové) prebiehali v smere Riedlových strihov smeru S - J orientované pod uhlom 30° na hranicu strižnej zóny a mali charakter šikmého poklesu. Tieto odskoky smeru S - J boli nasledujúcimi mladšími procesmi posúvané, ako to možno pozorovať na priebehu Ružínskej priehrady.

Deformačné štádium D_3 predstavujú nízkostupňové strižné zóny (sivecko-folkmárska a kavečianska) so sinistrálnym zmyslom pohybu a so smerom hraníc VSV - ZJZ (na čo poukázal aj Sasvári, 1993, obr. 1). Predpokladáme, že sa hranice strižnej zóny posunuli, ale neotočili. Preto aj tlak po uvoľnení s nasledujúcim otváraním ruptúr rotoval opäť pod uhlom 40° v smere hodinových ručičiek, a tak sa dostal do smeru SV - JZ a spôsobil vznik strižných zón predovšetkým krehkého a extenzného charakteru (rozhranie kryštalinika a obalu), a teda postihol už iba vyššie, resp. vyzdvihnutejšie komplexy.

Na plochách C extenznej krenulačnej kliváže (Platt, 1979, 1984) prebehli hlavné extenzné procesy vo fylonitoch, resp. mylonitoch fundamentu kryštalinika a v jeho bezprostrednom obale (obr. 10). Plochy S a C odrážajú zmenu orientácie finálneho napätia s narastaním jeho intenzity (Platt,1984).

Extenzná krenulačná kliváž musela však odrážať aj zmenu reologických vlastností hornín, lebo bola finálnym štádiom vývoja duktílnej strižnej zóny pri jej

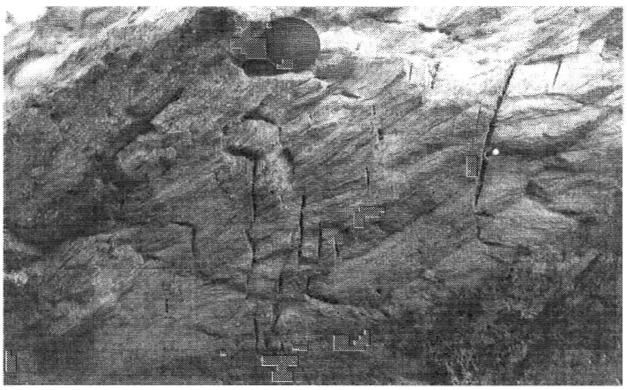


Obr. 12. Fraktúrovanie, budinovanie a skĺzavanie segmentov obliakov v zlepencoch karbónu, ktoré sú prejavom tektonického vývoja v rôznych kinematických režimoch (odkryv 13).

Fig. 12. Fracturing, boudinage and slip of pebble segments in the Carboniferous conglomerates being the demonstration of tectonic development in the various kinematic regimes (outcrop 13).

Obr. 13. Vláknitá kremeňová výplň ťahových puklín v obliakoch zlepencov, ktorej smer je pararelný so smerom pohybu v strižnej zóne (odkryv 13).

Fig. 13. Fibre-like qartzy filling of the extensional joints in the pebbles of conglomerates, which direction is parallel with the direction of slip in shear zone (outcrop 13).

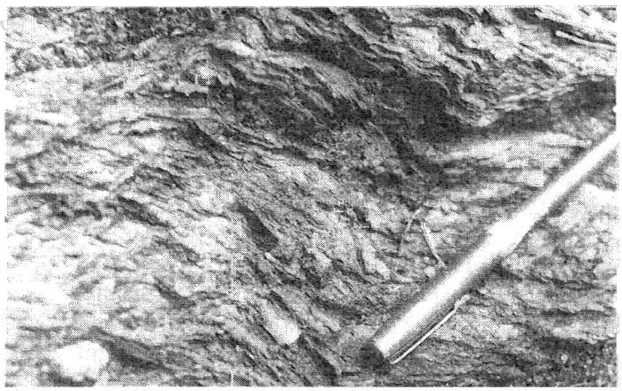


Obr. 14. Tenzné praskliny v zelenosivých bridliciach karbónu (matrix zlepencov) a ich následný ohyb pozdĺž foliačných plôch (odkryv 14).

Fig. 14. Tension ruptures in the Carboniferous green-grey schists (matrix of conglomerates) and their successive bend along the foliation planes (outcrop 14).

Obr. 15. Vrásy typu V (chevron folds) v kvarcitických bridliciach karbónu (odkryv 15).

Fig. 15. Assymetric chevron folds in the Carboniferous quartzitic schists (outcrop 15).



Obr. 16. Kompresné zalomené vrásy (kink bands) v mylonitoch kryštalinika veporika (odkryv 4).

Fig. 16. Compressional kink bands in the mylonites of Veporic crystalline complexes (outcrop 4).

prechode do krehkého vývoja. Plochy S smerovo koincidovali s hranicami litologických komplexov. Plochy C predstavovali foliáciu s_3 so striáciami a lineáciami na jej plochách.

V karbonatických, ale aj v iných litologických komplexoch (zlepencovo-bridličnatých) sa strižné zóny prejavovali krehkými deformáciami so sprievodnými znakmi v zmysle Petita (1987). Najmarkantnejšími štruktúrami boli tektonické zrkadlá kalcitového zloženia s ryhovaním na vyhladených plochách v subhorizontálnej pozícii (obr. 17) a sekundárne pukliny a praskliny, podľa ktorých sme určovali zmysel pohybu na základe kritéria T, R a P (Petit, 1987). Puklinové systémy sa pozorovali v troch smeroch a predstavovali Riedlove strihy smeru S - J.

Postupnosť tektonických udalostí

Podľa uvedených výsledkov možno nasledujúce udalosti tektonického vývoja interpretovať takto:

- postupné stláčanie sedimentačného priestoru so vznikom zatvorených až izoklinálnych vrás postupne modifikovaných v dextrálnej transpresnej strižnej zóne vejárovitého typu do prešmykových plôch sprevádzaných variským násunom gemerických príkrovov (spolu s mladopaleozoickými komplexami) na veporikum;
- gravitačné skĺzavanie nasunutých komplexov po listrických príkrovových plochách ako prejav výzdvihu, zmeny orientácie tlaku;
- vytváranie hrastových (severná časť územia) a prepadlinových štruktúr (stredná a južná časť územia) ako následok uvoľňovania napätia;
- kompresia najvyššie vyzdvihnutých komplexov a ich prejav v subvertikálnom stláčaní priestoru;
- sinistrálna, krehká strižná zóna s hranicami orientovanými v smere VSV - ZJZ pod ostrým uhlom na košicko-margeciansku strižnú zónu ako výsledok rotácie tlaku do smeru SZ - JV;
- zlomová tektonika smeru SV - JZ a S - J (prejav hornádskeho zlomového systému) a rotácia blokov.

Obr. 17. Odtrhávanie kalcitovej žilnej výplne na tektonickej poruche v sivobielych vápencoch s pozorovateľnými striáciami na tektonickom zrkadle (odkryv 17).

Fif. 17. Breakoff of the calcitic vein filling on fault in the grey-white limestones with the observable striations on slickenside (outcrop 17).

Záver

Zo sledovania zmien tektonických fenoménov, zón prepracovania a premeny, zmien priebehu horninových pruhov, lineácií, vrásových osí a z deformačnej analýzy vyplýva:

- Najstaršiu variskú (najmä príkrovovú) stavbu modifikovali mladšie (neskorovariské), prevažne transpresné a krehké (ranoalpínske) strižné zóny.
- Rotovanie a smery horninových pruhov sú prevažne výsledkom neskorovariskej (vrchný karbón - spodný perm) transpresnej, dextrálnej (typu flower structure) strižnej zóny.
- Odskoky litologických komplexov odrážajú vznik syntetických Riedlových strihov smeru S - J v košicko--margecianskej strižnej zóne.
- Inhomogenita vrásniacich komplexov sa odráža v charaktere a štýle strižných zón.
- Deformačná analýza obliakov svedčí o prevažne heterogénnom napäťovom poli (panujúcom v rovnakých litologických komplexoch), pričom sa konečný tvar deformačného elipsoidu „vytvoril" v druhej deformačnej etape.
- Gravitačné sklzy na násunových plochách súviseli s výzdvihom veporického kryštalinika.
- Rovnaký stupeň prepracovania obliakov a matrix poukazujú na to, že teplota v strižných zónach prekračovala 350 °C, čo bola hodnota duktílneho správania sa kremenných obliakov (v kryštaliniku veporika mala retrográdny charakter).
- Sivecko-folkmárska a kavečianska strižná zóna mali charakter krehkých strižných zón ľavostranného zmyslu pohybu.
- Konečnú pozíciu horninových komplexov spôsobila zlomová tektonika smeru S - J, ktorá v mnohých prípadoch kopírovala už predtým existujúce krehké štruktúry.

Literatúra

Angelier, J. 1979: Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics, 56, 17 - 26.*

Beach, A. 1975: The geometry of en-echélon vein arrays. *Tectonophysics 28, 245 - 263.*

Behrmann, J. H. 1987: A precautionary note on shear bands as kinematic indicators. *J. Struct. Geol. 5/6, 659 - 666.*

Behzadi, H., Dubey, A. K. 1980: Variation of interlayer slip in space and time during flexural folding. *J. Struct. Geol. 2, 453 - 457.*

Bouchez, J. L., Lister, G. S., Nicolas, A. 1983: Fabric asymmetry and shear sense in movement zones. *Geol. Rdsch., 72, 401 - 420.*

de Sitter, L. U. 1958: Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. *Geol. Mijnb. 20, 277 - 288.*

Durney, D. W. & Ramsay, J. G. 1973: Incremental strains measured by syntectonic crystal growth. *In: Gravity and Tectonic, New York, 67 - 96.*

Dunnet, D. 1969: A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics 7, 117 - 136.*

Fusán, O. 1957: Paleozoikum gemeríd. *Geol. Práce, Zoš. 46, 17 - 37.*

Fusán, O. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR. 1 : 200 000, list Vysoké Tatry. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 1 - 215.*

Grecula, P. 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. *Mineralia slov., 5, 221 - 245.*

Grecula, P. 1977: SGR - východ, Cu + komplexné zhodnotenie. [Záverečná správa.] *Manuskript - archív GP Sp. Nová Ves.*

Grecula, P. & Roth, Z. 1978: Kinematický model Západních Karpat v souborném řezu. *Zbor. Geol., Věd, 32, 49 - 73.*

Grecula, P. 1982: Gemerikum - segment riftogenného bazénu Paleotetýdy. *Mineralia slov. - Monogr., Bratislava, Alfa, 263.*

Grecula, P. et al. 1985: Čiastková záverečná správa SGR - Geofyzika - VP, rudy a nerudy. *Archív GP SNV.*

Grecula, P. et al. 1989: Čiastková záverečná správa úlohy SGR - Geofyzika z komplexnej geologicko-geofyzikálnej interpretácie západnej časti SGR. Rudy a nerudy. *Manuskript - archív GP SNV.*

Grecula, P., Návesňák, D., Bartalský, B., Gazdačko, Ľ., Németh, Z., Ištván, J. & Vrbatovič, P. 1990: Shear zones and arc structure of Gemericum, the Western Carpathians. *Mineralia slov., 22, 97 - 110.*

Grecula, Kucharič, 1992: SGR-Geofyzika, VP rudy a nerudy. [Záverečná správa.] *Manuskript- archív Sp. Nov8 Ves.*

Grecula, P. et al. 1992: SGR - Geofyzika, Stykové zóny. [Záverečná správa.] *Manuskript - archív Spišská Nová Ves.*

Hancock, P. L. 1972: The analysis of en-échelon veins. *Geol. Mag. 100, 269 - 276.*

Hossack, J. R. 1968: Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area (Southern Norway). *Tectonophysics, 4, 315 - 339.*

Jacko, S. 1975: Litologicko - štruktúrny vývoj južnej časti kryštalinika Bujanovského masívu. *Manuskript - archív BF TUK Košice, 1 - 305.*

Jacko, S. 1979: Geologický profil pásmom Č. Hory a jeho styku s gemerikom. *In: Tektonické profily Západnych Karpát. GÚDŠ Bratislava, 185 - 192.*

Jacko, S. 1982: Prehľad tektonometamorfného vývoja a hydrotermálnej mineralizácie centr. časti pásma Č. Hory. *In: Zborník prednášok z Vedecko - technickej konf. BF TUK, 143 - 154.*

Jolivet, L. & Huchon, P. 1989: Crustal-scale strike-slip deformation in Hokkaido, northern Japan. *J. Struct. Geology, No. 5, 509 - 522.*

Law, R. D. 1986: Relationships between strain and quartz crystalografics in the Roche Maurice Quartzites of Plougastel, Western Britany. *J. Struct. Geol. 8, 493 - 515.*

Lisle, R. J. 1985: Geological strain analysis a manual for the R_f/φ method. *Oxford, Pergamon Press, 99.*

Lister, G. S. & Price, G. P. 1978: Fabric davelopment in a quartz - feldspar mylonite. *Tectonophysics 49, 37 - 78.*

Lister, G. S. & Williams, P. F. 1979: Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. *J. Struct. Geol. 1, 283 - 297.*

Lister, G. S. & Snoke, A. W. 1984: S - C mylonites. *J. Struct. Geol., 6, 617 - 638*

Lloyd, G. E. & Ferguson, C. C. 1981: Boudinage structure: some new interpretations based on elastic-plastic finite element simulations. *J. Struct. Geol., 3, 117 - 128.*

Maheľ, M. et al.1967: Regionální geologie Československa, II. *Západ. Karpaty, Academie, Praha, 1 - 704.*

Malavieille, J. 1987: Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northaestern Basin and Range. *J. Struct. Geol., 5/6, 541 - 544.*

Malavieille, J. & Lacassin, R. 1988: Bone-shaped boudins in progressive shearing. *J. Struct. Geol., 10, 4, 335 - 345.*

Maluski, H., Rajlich, P., Matte, P. 1993: ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of the Inner Carpatians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. *Tectonophysics, 223, 313 - 337.*

Passchier, C. W. 1984: The generation of ductile and brittle shear bands in a low - angle mylonite zone. *J. Struct. Geol., 3, 273 - 281.*

Passchier, C. W. & Simpson, C. 1986: Porphyroclast system as kinematic indicators. *J. Struct. Geol., 8, 831 - 843.*

Petit, J. P.1987: Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *J. Struct. Geol., 5/6, 597 - 608.*

Planderová, E. & Vozárová, A. 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporíd. *Geol. Práce, Spr., 70, GÚDŠ, Bratislava, 129 - 141.*

Planderová, E. & Vozárová, A. 1982: Biostratigraphical correlation of the Late Paleozoic formations in the West Carpathians. *Newsletter, 4.*

Platt, J. P. 1979: Extensional crenulation clevage. *J. Struct. Geol., 1, 95.*
Platt, J. P. 1984: Secondary cleavages in ductile shear zones. *J. Struct. Geol., 6, 439 - 442.*
Ramberg, H. 1955: Natural and experimental boudinage and pinch and swell structures. *J. Geol. 63, 512 - 526.*
Ramsay, J. G. 1967: Folding and Fracturing of Rocks. *McGraw-Hill, New York.*
Ramsay, J. G. 1974: Development of chevron folds. *Bull. Geol. Soc. Amer., 85, 1741 - 1754.*
Ramsay, J. G. & Huber, M. I. 1983. The Techniques of Modern Structural Geology. *Acad. Press, New York.*
Rickard, M. J. & Rixon, L. K. 1983: Stress configurations in conjugate quartz-vein arrays. *J. Struct. Geol., 6, 573 - 578.*
Rispoli, R. 1981: Stress fields about strike-slip faults inferred from stylolites and tension gashes. *Tectonophysics, 75, 29 - 36.*
Sasvári, T. 1993: Štruktúrno-ložiskové väzby severnej a severovýchodnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia slov., 25, 375 - 378.*
Stewart, K. G. & Alvarez, W. 1991: Mobile - hinge kinking in layered rocks and models. *J. Struct. Geol., 13, 3, 243 - 259.*
Talbot, C. J. 1970: The minimum strain elipsoid using quartz veins. *Tectonophysics 9, 47 - 76.*
Tanner, G. P. W. 1989: The flexural - slip mechanism. *J. Struct. Geol., 6, 635 - 665.*
Vozárová, A. & Vozár, J. 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti Veporika. *Geol. Práce, Spr., 78, 169 - 194.*
Weiss, L. E. 1968: Flexural slip folding of foliated model materials. *In: Baer, A. J. & Norris, D. K. (Eds.): Kink Bands and Brittle Deformation. Geol. Surv., Canada, 68 - 52, 294 - 352.*
Weiss, L. E. 1980: Nucleation and growth of kink bands. *Tectonophysics, 65, 1 - 38.*
Williams, G. D. 1978: Rotation of contemporary folds into the X direction during overthrust processes in Laksejford, Finmark. *Tectonophysics, 48, 29 - 40.*
Williams, J. R. 1980: Similar and chevron folds in multilayers using finite-element and geometric models. *Tectonophysics, 65, 323 - 328.*
Woodcock, N. H. & Fischer, M. 1986: Strike-slipe duplexes. *J. Struct. Geol., 8, 7, 725 - 735.*
Zoubek, V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. *Věst., St. geol. Úst. Čs. Republ., 12, 6, 207 - 239.*

Polyphase deformational development in the eastern part of contact zone of Gemericum and Veporicum (Western Carpathians)

Gemericum has a distinctive belt setting, often with the very narrow lithological strips. On the basis of geophysical methods, geological mapping in the scale 1 : 10 000, geochemical, petrological and deposit exploration-mineralogical works there has been found, that the origin of this belt, or tectonic picture of the whole Gemericum (Grecula 1973, 1982, Grecula and Kucharič, 1985, 1989) are significantly affected by the regional shear zones, which are probable tied to the global transpression during the Paleo-Alpine events in Western Carpathians.

Foliations demonstrated two main directions, NW - SE and N - S, in the summary tectonogramme (Fig. 3). Foliation s_1 of the direction E - W, representing metamorphic schistosity, coincides with the direction of the cleavage planes of the F_1 folds having E - W trend. The mylonitic foliation s_2 transecting obliquely (under the angle 45°) the foliation s_1, is developed in the whole studied territory, and lies paralelly with the boundaries of the Košice-Margecany shear zone (KMSZ).

Lineations (Fig. 3) demonstrated three main directions. The most important of them is the direction NW - SE with the moderate inclinations (15 - 20°) to SE and development of the planes of mylonitic foliation.

The fault direction N - S coincides with the synthetic Riedel shears during the origin of the KMSZ. On the planes of faults the striations are observable, being the equivalent of lineations developed in the brittle-plastic environment. It is obvious from the Fig. 3, that striations of NW - SE direction correspond to the direction of the maximal extension. The oldest bend structures are represented by folds with the direction of the axial planes E - W of km to m scale with axes inclined to east (10 - 15°; F_1 folds). Folds F_3 are characterized as chevron folds with the directions N - S of their axes to both sides.

From the graph (Fig. 5) there is obvious, that found values of shortening and elongation of pebbles are most different in the outcrops 9, 10 and 11, 14. They demonstrate that the difference of Z axes shortening is about 20% and elongation of Y axes about 30%, while their elongation in the X direction demonstrates the value 55%. Tab. 1 also manifests, that the biggest differences in the amount of deformation D are from the outcrops 9, 10 (0,44 - 0,54) and 11, 14 (0,91 - 0,93). We can explain this by the fact, that the biggest differences come from the outcrops in the nearest position to lithologically different boundaries (Carboniferous and Permian) and by this way also to the boundary of shear zone (Fig. 1).

The observed structural elements were divided into three groups, which could correspond to three deformational stages:

Deformational stage D_1 is connected with the compressional processes resulting in folding of the sedimentary basin filling. There originated symmetric, widely open F_1 folds. We assume, that the compressional tectonic events were intensive and maybe of polyphase character.

For deformational stage D_2 is distinctive the origin of foliation s_2, which can be characterized by term mylonitic foliation, lying generally under the angle 45° to s_1. On the planes of mylonitic foliation there is present lineation L_{1-2} made more distinct by dragging away of quartz and feldspars in gneisses, quartz pebbles in conglomerates, boudinage of competent layers and micas in quartzites and the pressure shadows around the feldspar phenocrysts. The intensity of mylonitic foliation increased towards the overthrust planes. Deformational processes were operating during conditions of simple, but heterogenic shear on the boundary of plastic to brittle-plastic conditions. The folds F_2 had, compared to folds F_1, 30° clockwise rotated axis, which can be interpreted by the change of direction of the main stress field. The result of this was the beginning of shear processes with dextral movement having all attributes of transpressional shear zones with palm of fan-like character (the Košice-Margecany shear zone), with simple shear structures in its deeper parts and flat overthrusts with more brittle character (flat-lying shear planes) in its upper parts. The stretching lineation, boudinage of competent layers, antithetic and synthetic Riedel shears (Fig. 8), en-echelon arrangement of quartz veins in crystalline complexes (Fig. 9), and in non-ultimate order, the F_2 folds characterized as a-folds, are all the indicators of above presented shear zone. After the overthrust deformation the flattening was even bigger, which is manifested by fracturing of pebbles and their subsequent book shelf sliding (as a result of gravitational sliding) along the antithetic shears (Fig. 12). The sliding was caused by uplift of crystalline fundament, which was during the thrusting (pressure of hanging wall complexes) overheated and gradually uplifted. Because the value R_s is in both mutually perpendicular planes XZ and YZ approximately same (1,5 - 2,0; Fig. 6) we conclude, that the shape of the final deformational ellipsoid is the result mainly of overthrust movements.

The transition from brittle-plastic to brittle, the final stages of this deformational event, has been documented on the kink folds F_3 (folds of chevron type) and kink belts (Fig. 16).

Deformational stage D_3 is manifested by low-degree shear zones (the Sivec-Folkmár and Kavečany shear zones) with sinistral movement, but with the direction of bondaries ENE - WSW. The C planes of the extensional crenulation cleavage were the planes of operation of the main extensional movements in phyllonites or mylonites of crystalline fundament and its immediate cover. The oldest Variscan (mainly nappe) setting is modified by younger (Late-Variscan), prevailingly transpressional and brittle (Early-Alpine) shear zones. The rotation and directions of the rock stripes are prevailingly the results of Late-Variscan (Upper Carboniferous - Lower Permian) transpressional dextral (flower structure type) shear zone.

Mineralia slovaca, 26 (1994), 399 - 410

Alpínska tektonika v nižnoslanskej depresii

ZOLTÁN NÉMETH

Geocomplex, a. s., Werferova 1, 040 11 Košice

(Doručené 11.4.1994)

Alpine tectonics in the Nižná Slaná Depression
(contact zone between Gemericum and Veporicum, Western Carpathians)

Three Alpine deformational stages have been distinguished in the area of Nižná Slaná Depression using deformational analysis and structural research. The paleo-stress analysis of the stress fields acting during the particular deformational stages have revealed the rotation of the main stress field and changes of deformational conditions from ductile-brittle to brittle regimes.

1. The oldest D_1 ductile-brittle stage with generally E - W direction of the extensional component of the main stress field is represented by common oblate type of deformation. The finding of the zone of prolate deformation in the basal parts of Bučina Beds, together with the results of structural research in the below lying horizon of the black sugar schists, revealed a new role of this horizon. It is assumed, that this one represents a marker of overthrust movements, which can be in the geotectonic relations connected with the recently distinguished Bôrka nappe (Mello et al., 1992). By the same way there has been proved also the interpretation (Grecula et al., 1992a) of autochtonous position of the marked part of Late Paleozoic - Mesozoic sedimentary complexes, including also the sequences of Meliata Group (sensu Bajaník et al., 1983). Deformational stage D_1 is connected with the medium to high-pressure metamorphism (Vozárová, 1993) tied to the clossure of the Meliata domain (sensu Mock and Reichwalder, 1992; Rakús, 1993), while the dating of these processes revealed the Jurassic ages (Maluski et al., 1993; Dallmeyer, personal communication).

2. Younger, brittle stage D_2, with varying orientation of the compressional component of the main stress field in the direction NNW - SSE and NE - SW, caused the origin of two, NE - SW and NW - SE, shear systems. These are represented by penetrative disjunctive structures, distributed in the whole area. In the various parts of the area one of both systems can be locally dominating, while the study of the successive relations of both systems proved their mutual origin during the affection of the same kinematic regime.

3. Next re-orientation of the extensional component of the stress field to the direction E - W caused in the brittle stage D_3 the origin of the N - S faults and vertical movements of the individual blocks bounded by the combination of N - S and older NE - SW and NW - SE faults.

Key words: Gemericum, Nižná Slaná Depression, Meliata Group, Bôrka nappe

Úvod

Štruktúrna a deformačná analýza bola zameraná na spoznanie tektonického prepracovania a pozičných vzťahov troch základných mladopaleozoicko-mezozoických sekvencií v nižnoslanskej depresii - obalového mladšieho paleozoika, meliatskej skupiny a bučinských vrstiev. Paraautochtónnu alebo autochtónnu pozíciu posledných dvoch jednotiek rozliční autori interpretovali nejednotne.

Metodika prác

Práce pozostávali z terénnej štruktúrnej a deformačnej analýzy, z počítačového spracovania údajov a z mikroskopického štúdia.

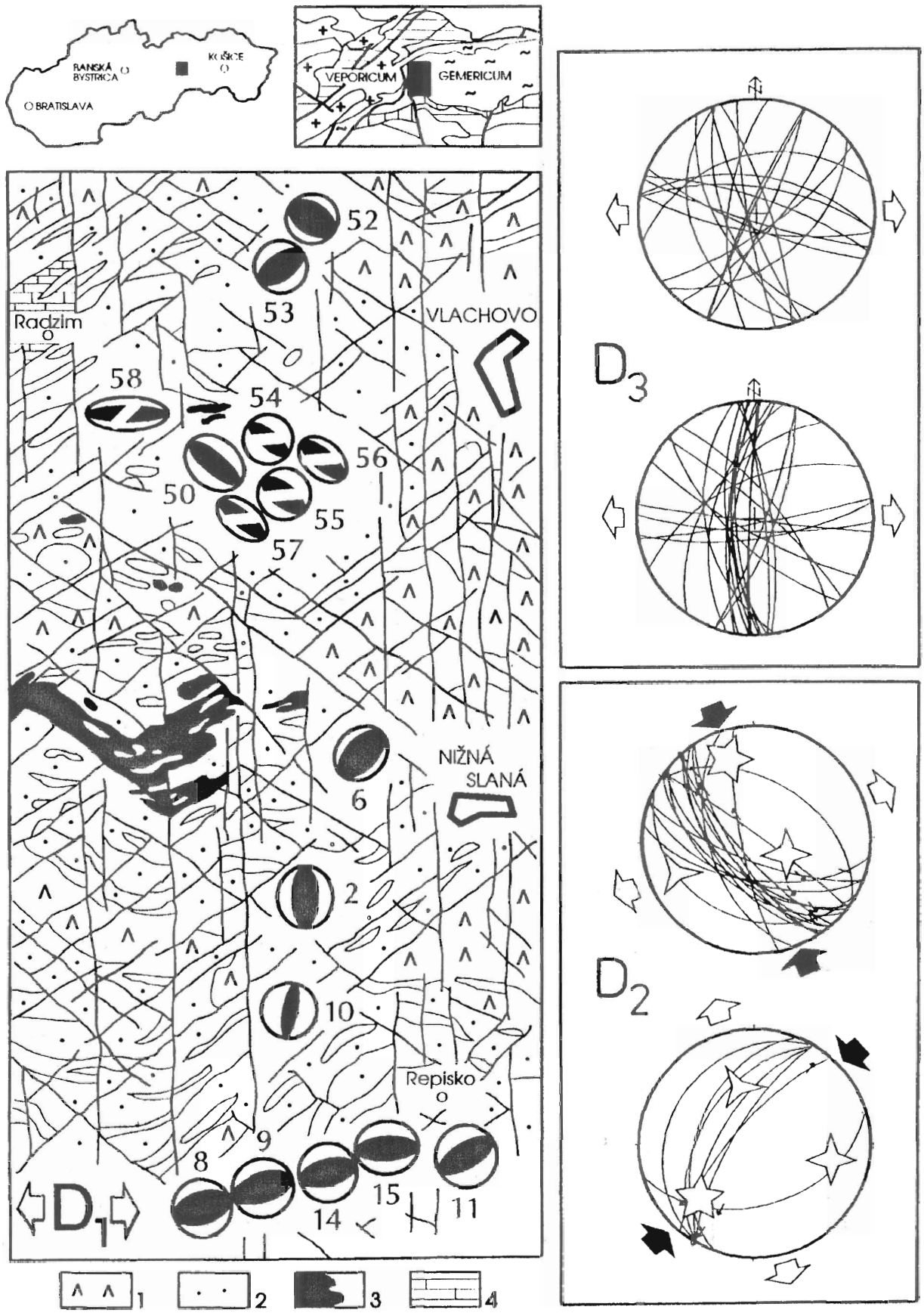
Štruktúrnou analýzou sa skúmali priestorové charakteristiky a vzájomné sukcesívne vzťahy disjunktívnych plôch v mezoskopickej mierke. Študovalo sa 49 odkryvov od staršieho paleozoika po mezozoikum, pričom ich podstatná časť bola v mladopaleozoických komplexoch.

Obliaková deformačná analýza poskytla primárne dáta na konštrukciu konečných deformačných elipsoidov 17 odkryvov distribuovaných generálne v severojužnom profile cez nižnoslanskú depresiu a súčasne sa definoval charakter deformácie v jej rôznych litostratigrafických úrovniach.

Na spracovanie údajov štruktúrnej a deformačnej analýzy sa použili klasické metodiky (Hossack, 1968; Dunnet, 1969; Shimamoto a Ikeda, 1976; Angelier, 1979, 1990; Lisle, 1979; Siddans, 1980; Milton, 1980; Yu a Zheng, 1984; Law, 1986).

Výsledky štruktúrnej a deformačnej analýzy podoprel aj výskum v megaskopickej a mikroskopickej mierke. Detailným štúdiom územia medzi Brdárkou a Vlachovom bol zistený horizont s indíciami násunových pohybov, čo sa ďalej overilo aj v oblasti Repiska v južnej časti nižnoslanskej depresie. V rámci tohto horizontu sa identifikovali zóny mylonitizácie spätej s mladším tektonickým prepracovaním. Charakter takto vzniknutých mylonitov sa študoval mikroskopicky.

This work originated on the basis of Project IGCP 276 Paleozoic of the Tethis.


BANSKÁ BYSTRICA
KOŠICE
BRATISLAVA
VEPORICUM
GEMERICUM
Radzim
VLACHOVO
NIŽNÁ SLANÁ
Repisko
52
53
58
54
56
50
55
57
6
2
10
9
8
15
14
11
D1
D3
D2
1
2
3
4

Štruktúrna a deformačná analýza a ich výsledky

Štruktúrnym výskumom odkryvov staropaleozoických, mladopaleozoických a mezozoických komplexov nižnoslanskej depresie sa vyčlenili tri alpínske deformačné štádiá.

Štruktúrne prvky prvého - duktilnokrehkého deformačného štádia D_1

Deformačná analýza obliakov

Deformácia obliakov študovaného územia sa merala v 10 odkryvoch mladopaleozoických zlepencov generálne v severojužnom profile. Jej cieľom bolo zdokumentovať primárnu deformáciu klastík rôznych fácií sedimentačného bazénu pri západnom okraji gemerika definovaných ako rožňavské zlepence, zlepence Filipky, bučinské a cipovské zlepence (sensu Grecula et al., 1992a; rožňavské súvrstvie sensu Vozárová a Vozár, 1988; odkryv 8, 9, 14, 15, 11, 10, 2, 6, 50 a 53; obr. 1). V prípade bučinských zlepencov sa na sledovanom území zistil iba jediný merateľný odkryv (50; obr. 1), pričom výpovednosť priestorových charakteristík zisteného deformačného elipsoidu minimalizovala jeho rotácia mladšími strižnými pohybmi. Na doplnenie údajov o prevažujúcom type deformácie bučinských zlepencov sa uskutočnilo ešte päť doplnkových meraní na blokoch v sutine (blok 54, 55, 56, 57 a 58; obr. 1). Na dooverenie laterálneho vývoja charakteru deformácie na V od nižnoslanskej depresie sa analyzovala deformácia obliakov z odkryvu rožňavských zlepencov tvoriacich južný obal masívu Tureckej. Odkryv bol situovaný na V od študovaného územia približne 500 m na VSV od obce Rakovnica (odkryv 7, tab. 1). Charakter deformácie staropaleozoických komplexov tvoriacich bezprostredné podložie cipovského komplexu sa zdokumentoval meraniami na odkryve kyslých pyroklastík v severnej časti hrebeňa Cipovej (odkryv 52; obr. 1). Merania sa spracovali matematicky a vyústili do konštrukcie R_f/φ grafov a deformačných elipsoidov zaužívanými metodikami. Rozličný stupeň oblátnosti deformácie litoklastov hornín vo vybratých odkryvoch a blokoch na generálne severojužnom profile vo východnej časti nižnoslanskej depresie dokumentuje tab. 2. Vypočítané parametre všetkých deformačných elipsoidov sú v tab. 1 a graficky znázornené na obr. 3, 4 a 5. Priestorovú pozíciu, orientáciu a charakter deformačných elipsoidov vyjadrených formou sústredených deformačných elíps (v rovine XZ a YZ) znázorňuje obr. 1. Nápadná je zmena výrazne oblátneho charakteru deformácie zisteného vo vulkanoklastikách staršieho paleozoika gemerika (odkryv 52) a v obalových mladopaleozoických sekvenciách cipovského (odkryv 53) a rožňavského komplexu (odkryv 6, 8, 9, 10, 11, 14, 15), ako aj zlepencov Filipky (odkryv 2) do prolátnejšieho (blok 56 a 57, odkryv 50) až prolátneho (blok 58), zisteného vo fácii bučinských zlepencov. Vo vyšších litostratigrafických úrovniach bučinského komplexu sa opäť zistil oblátny charakter deformácie (blok 54, 55).

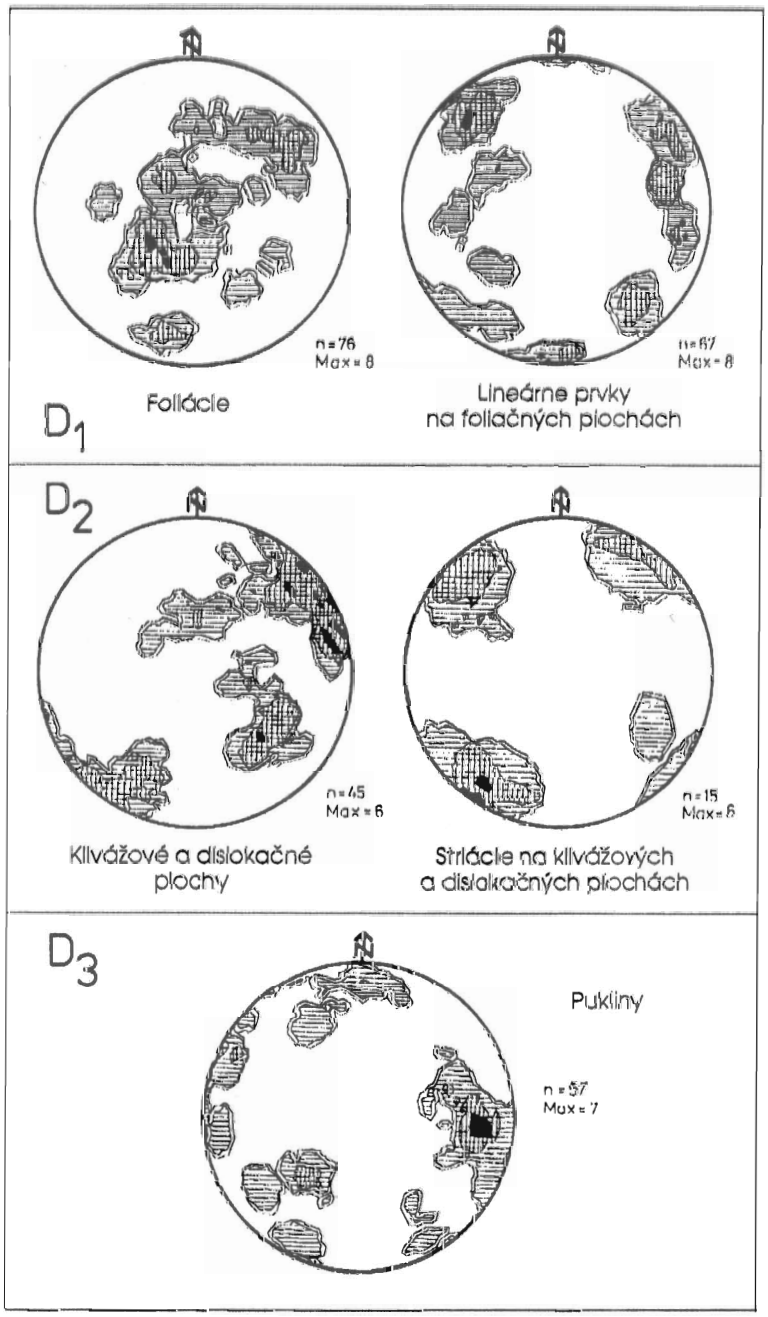
Treba zdôrazniť, že sa na orientáciu deformačných elipsoidov bloku 54, 55, 56 a 57 na obr. 1 použili ako smerodajné priestorové charakteristiky odkryvu č. 50 bučinských zlepencov, ktorý sa ako jediný zistil v celej bučinskej oblasti pri podrobnom mapovaní v mierke 1 : 10 000. Na orientáciu dlhšej osi deformačného elipsoidu bloku 58, meraného v neveľkej čiapočke bučinských zlepencov v oblasti kóty Spúšťadlo (860), sme použili štruktúrne dáta odkryvu ležiaceho východne na báze bučinského komplexu (obr. 7; medzi kótou Bučina a Cipová), ktorý vykazoval výraznú tektonizáciu a generálne lineárne prvky smeru V - Z. V zmysle transpresného modelu tvorby príkrovov a za predpokladu uplatnenia sa podobného mechanizmu pri tektonizácii celého horizontu čiernych cukrovitých bridlíc na báze bučinského súvrstvia pokladáme za najpravdepodobnejšiu práve takúto orientáciu bloku 58 v sutine (a na báze bučinského súvrstvia). Ale nespochybňujeme ani možnosť inej orientácie dlhšej osi elipsoidov študovaných blokov v sutine.

Foliačné plochy a lineárne prvky

Súborný kontúrový diagram pólov foliačných plôch (obr. 2, D_1) meraných v nižnoslanskej depresii vykazuje ako prevažujúci generálny smer V - Z so stredným sklonom na J a S. Štruktúrnym dokladom neskoršej reaktivácie časti týchto plôch ďalšími, krehkými deformačnými štádiami je vznik striácií smerovo často nesúhlasných s lineárnymi prvkami (minerálne lineácie, orientácia dlhších osí obliakov) vzniknutými v staršom duktilnokrehkom deformačnom štádiu. Z kontúrového

Obr. 1. Orientácia napäťového poľa v troch štádiách deformácie v regióne nižnoslanskej depresie (schematická geologická mapa sensu Grecula et al., 1992a). Najstaršie, duktilnokrehké štádium D_1, dokumentujú deformačné elipsoidy. Ich parametre v rovine XZ sú znázornené čiernymi a v rovine XY bielymi elipsami. Elipsoidy znázornené prerušovanou výplňou (merania na blokoch v sutine), boli v priestore orientované za pomoci štruktúrnych výskumov. Mladšie krehké deformačné štádium D_2 dokladajú súborné diagramy všetkých tektonických zrkadiel meraných v nižnoslanskej depresii viažucich sa na toto deformačné štádium. Orientáciu napäťových osí zobrazuje pozícia značiek v tektonograme (σ_3, σ_2, σ_1 začínajúc päťcípou hviezdou). Orientáciu kompresnej zložky hlavného napätia zobrazujú čierne a extenznej zložky biele šípky. Najmladšie krehké štádium D_3 dokladajú veľké oblúky puklín v južnej a severnej časti územia. Litológia: 1 - komplexy staršieho paleozoika gemerika, 2 - bazénové fácie , 3 - karbonáty (2 - 3 - mladšie paleozoikum - mezozoikum), 4 - karbonáty bloku Radzima (mezozoikum).

Fig. 1. Orientation of the stress field during three stages of Alpine deformation in the area of the Nižná Slaná Depression (schematic geological map sensu Grecula et al., 1992a). The oldest, ductile-brittle stage D_1 is documented by deformational ellipsoids. Their parameters in the XZ plane are demonstrated by black ellipses and in XY plane by white ellipses. Ellipsoids, drawn by interrupted black filling (measurements on the blocks in the debris) were spatially orientated using results of structural investigation. Younger, brittle deformational stage D_2, is proved by tectonogrammes of slickenslides. The orientation of stress axes is marked by position of stars (σ_3, σ_2, σ_1 starting from five-pointed star). The youngest, brittle stage D_3, is demonstrated by tectonogrammes of joint systems in the southern (lower tectonogramme) and northern (upper one) part of territory. The orientation of compressional component of the main stress field is displayed by black arrows, the extensional one by white arrows. Lithology: 1 - Early Paleozoic complexes of Gemericum, 2 - basin facies, 3 - carbonates (2 - 3 - Late Paleozoic - Mesozoic), 4 - carbonates of the Radzim block (Mesozoic).



Obr. 2. Produkty troch štádií deformácie zobrazené súbornými kontúrovými diagramami: D_1 - foliačné plochy a lineácie na nich, D_2 - klivážové a dislokačné plochy so striáciami, D_3 - pukliny.

Fig. 2. Products of three deformational stages demonstrated by contour diagrammes: D_1 - foliation planes (left diagramme) and linear elements (right one), D_2 - cleavage and dislocation planes (left) and striations (right), D_3 - penetrative joint systems.

diagramu je evidentný trend stáčania foliačných plôch do smeru ZSZ-VJV pod vplyvom kompresnej zložky smeru SSZ - JJV hlavného napätia druhého deformačného štádia (obr. 1, D_2). Podobne sa zistilo, že foliačné plochy priebehu SV - JZ so stredným sklonom na SZ sú plochami pootočenými do ďalšieho strižného smeru, a to SV - JZ. Súborný diagram lineárnych prvkov na foliačných plochách (obr. 2, D_1) znázorňuje priestorovú orientáciu a sklon lineácií spätých s prvým deformačným štádiom. Diagram vykazuje aj podstatné zastúpenie lineárnych prvkov smeru SZ - JV a SV - JZ. Zistilo sa, že geneticky ide o tie isté typy lineácií, akými sú lineácie smeru V - Z. Súčasne sa zistilo, že lineárne prvky smeru SZ - JV sú na foliačných plochách toho istého priebehu, teda smeru SZ - JV. Rovnaká zásada platí aj pri lineárnych prvkoch priečneho smeru SV - JZ. Podľa týchto zistení možno predpokladať rotáciu celých odkryvov, resp. blokov medzi penetratívnymi disjunktívnymi štruktúrami dvoch strižných systémov v mladšom, krehkom deformanom štádiu D_2. Potvrdzuje to aj zistenie reaktivácie foliačných plôch na mnohých odkryvov s vytvorením mladších subhorizontálnych striácií, azimutálne a sklonom nesúhlasných so staršími lineárnymi prvkami.

Štruktúrne prvky druhého - krehkého deformačného štádia D_2

Produktom druhého deformačného štádia je vznik systémov penetratívnych klivážových a dislokačných plôch smeru SV - JZ a SZ - - JV (obr. 1, 2, D_2) a reaktivácia časti starších foliačných plôch. Indikátormi pohybu na plochách v krehkom deformačnom režime sú striácie. Súborný diagram pólov klivážových a dislokačných plôch (obr. 2) vykazuje hlavné smery horizontálnych pohybov v nižnoslanskej depresii. V terénnej fáze výskumu sa veľká pozornosť venovala sukcesívnym vzťahom klivážových plôch obidvoch smerov, t. j. SV - JZ a SZ - JV. Zistilo sa, že v prevažnej časti študovaných odkryvov boli zastúpené obidva systémy. Vždy prevažovali tektonické zrkadlá jedného zo systémov pri súčasnom zastúpení aj plôch (zdanlivo starších, presekávaných) druhého systému. Tieto sukcesívne vzťahy sa ustavične menili a protichodné boli často aj na celkom blízkych odkryvoch. Zistenia vedú k interpretácii, že obidva systémy vznikli v jednom kinematickom režime s meniacou sa orientáciou kompresnej zložky hlavného napätia v smeroch SSZ - JJV a SV - JZ. Pre južnú časť územia bola charakteristická mierna prevaha plôch smeru SV - JZ. V severnej časti územia, generálne na línii Nižná Slaná - Radzim, prevažovali tektonické zrkadlá smeru SZ - JV.

Priestorové charakteristiky penetratívnych systémov klivážových a dislokačných plôch, ako aj striácií na nich zobrazujú tektonogramy (obr. 1, D_2). Horizontálny charakter pohybu dokladajú subhorizontálne striácie smeru SZ - JV a SV - JZ. Štúdium zmyslu pohybu na tektonických zrkadlách vykázalo protichodný charakter

TAB. 1
Vypočítané parametre deformačných elipsoidov
Calculated parameters of deformational ellipsoids

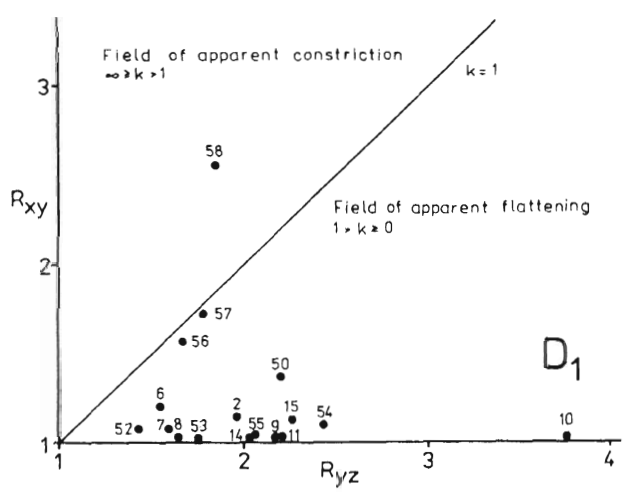
č.	R_{xz}	R_{YZ}	R_{XY}	k	K	ν	ε_s	d	D
2	2,239	1,961	1,142	0,148	0,197	0,743	0,611	0,97	0,69
6	1,860	1,549	1,200	0,365	0,417	0,465	0,451	0,58	0,47
7	1,706	1,599	1,067	0,112	0,138	0,799	0,412	0,60	0,47
8	1,694	1,647	1,028	0,044	0,056	0,916	0,419	0,65	0,50
9	2,225	2,181	1,020	0,017	0,026	0,966	0,645	1,18	0,78
10	3,768	3,760	1,002	0,001	0,002	0,998	1,082	2,76	1,32
11	2,247	2,200	1,021	0,018	0,027	0,965	0,653	1,20	0,79
14	2,082	2,036	1,023	0,022	0,032	0,957	0,590	1,04	0,71
15	2,542	2,261	1,124	0,098	0,143	0,821	0,719	1,27	0,82
50	2,988	2,197	1,360	0,301	0,390	0,538	0,798	1,25	0,85
52	1,545	1,435	1,077	0,177	0,206	0,699	0,329	0,44	0,37
53	1,779	1,757	1,013	0,017	0,022	0,967	0,465	0,76	0,56
54	2,665	2,431	1,096	0,067	0,103	0,874	0,765	1,43	0,89
55	2,122	2,051	1,035	0,033	0,047	0,936	0,601	1,05	0,72
56	2,611	1,672	1,561	0,835	0,867	0,090	0,679	0,88	0,68
57	3,059	1,784	1,715	0,912	0,932	0,046	0,791	1,06	0,79
58	4,704	1,847	2,546	1,825	1,523	-0,292	1,103	1,76	1,12

pohybu aj v rámci jednotlivých systémov. Celkove možno konštatovať prevahu sinistrálneho charakteru pohybu v prípade systému smeru SV - JZ a dextrálneho v prípade systému smeru SZ - JV.

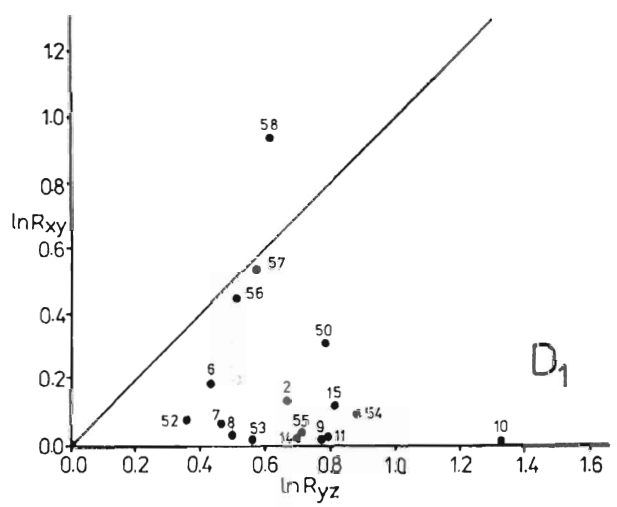
Prejavy mylonitizácie spätej s krehkým deformačným štádiom D_2

Za najvhodnejší litotyp na preukázanie dvojnásobného tektonického prepracovania mladopaleozoicko-mezozoických súborov nižnoslanskej depresie (v deformačnom štádiu D_1 a D_2) považujeme horniny v horizonte čiernych cukrovitých bridlíc (obr. 7, 8; označenie sensu Grecula et al., 1992a). Z makroskopického hľadiska ide o kremité bridlice s výrazným bielo-čiernym prúžkovaním, spôsobeným bielymi kremennými laminami a sericiticko-muskovitickým povlakom na nich. V hornine sa zistili aj deštruované limonitové laminy a sporadické rozvlečené a silne deštruované kremenné obliaky centimetrového rádu. Textúrny charakter bridlíc, ako aj ich pozícia a postupný prechod do horizontu bučinských klastík asociujú horizont čiernych cukrovitých bridlíc s bázou bučinského súvrstvia. Lokálna prítomnosť litotypov charakteristických pre dúbravské vrstvy signalizuje, že horizont čiernych cukrovitých bridlíc je prechodným členom medzi horninovými sekvenciami dúbravského a bučinského súvrstvia.

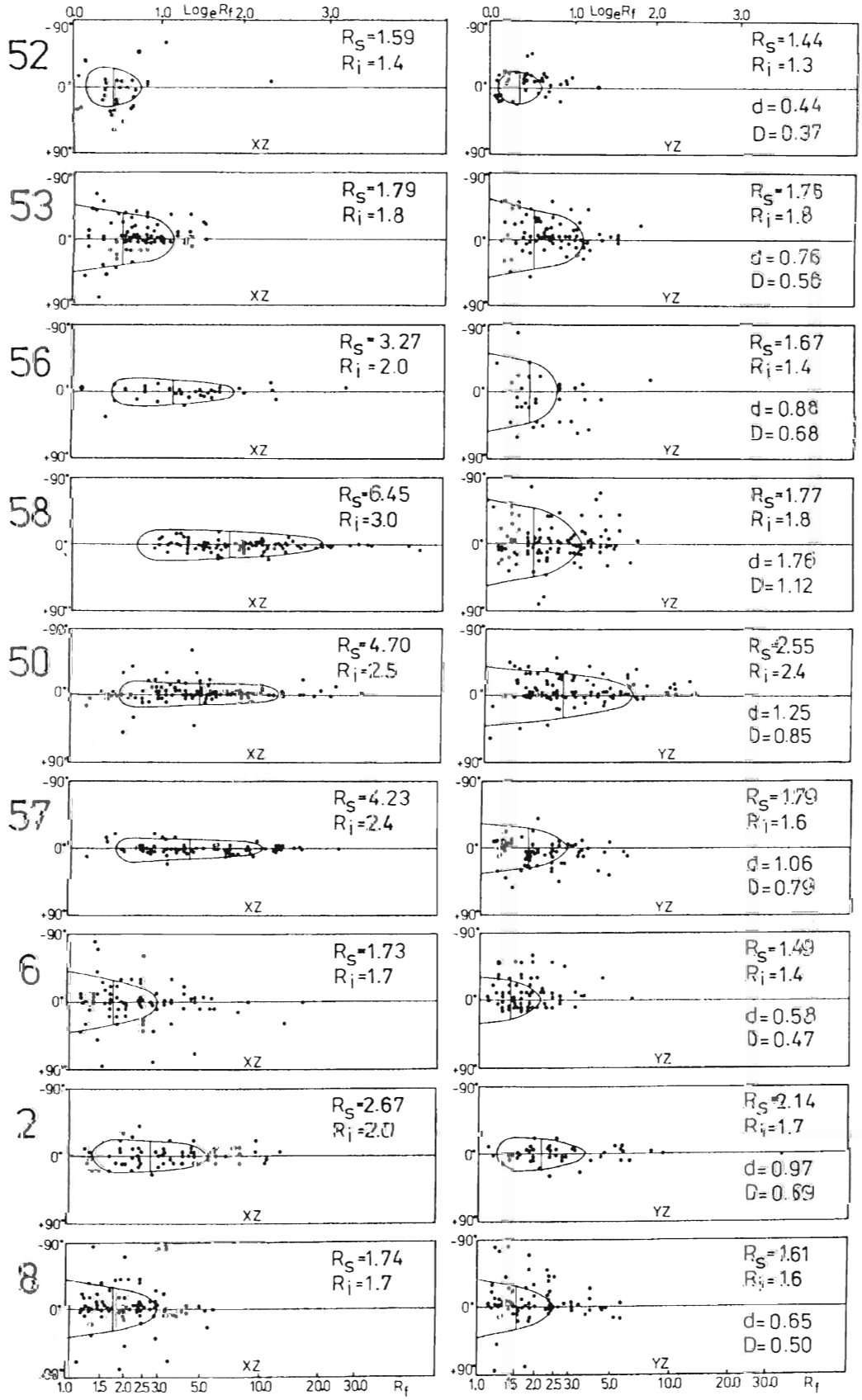
Pôvodná bridličnatá hornina fylitického charakteru bola duktilne pretvorená v napäťovom poli štádia D_1. Výsledkom pretvorenia bolo výrazné zvrásnenie foliačných plôch a vývoj pretiahnutia lineácie na početných vrásach a. V krehkom deformačnom štádiu D_2 nastala reaktivácia pohybu na foliačných plochách a súčasne vznikla extenzná krenulačná kliváž. Využitím predispozícií starších fo-



Obr. 3. Flinnov k-graf klasifikácie deformačných elipsoidov.
Fig. 3. Flinn's k-graph of the classification of deformation ellipsoids.

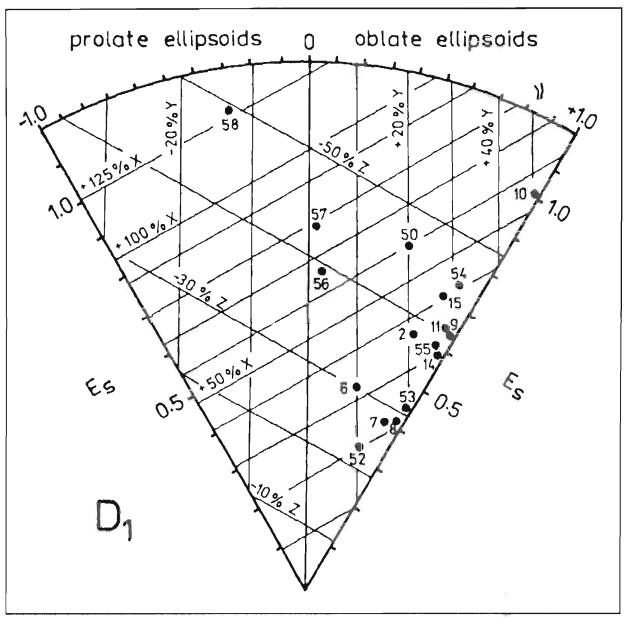


Obr. 4. Logaritmický Flinnov K-graf klasifikácie deformačných elipsoidov.
Fig. 4. Logarithmic Flinn's K-graph of classification of deformation ellipsoids.



Tab. 2. Vyjadrenie rozličných stupňov oblátnosti prvej duktilnej deformácie hornín vo vybratých odkryvoch a blokoch situovaných v severojužnom profile vo východnej časti nižnoslanskej depresie. R_f/φ grafy podľa Dunneta (1969).

Tab. 2. Demonstration of the various degrees of oblateness of the first deformational stage of rock complexes in the Nižná Slaná Depression. R_f/φ graphs according to Dunnet (1969).



Obr. 5. Graf stavu konečnej deformácie s možnosťou priameho odčítania hodnôt extenzie, resp. skrátenia v smeroch hlavných osí deformačného elipsoidu. ε_s - logaritmický oktaédrický strih, v - Lodov parameter (podľa Lawa, 1986).

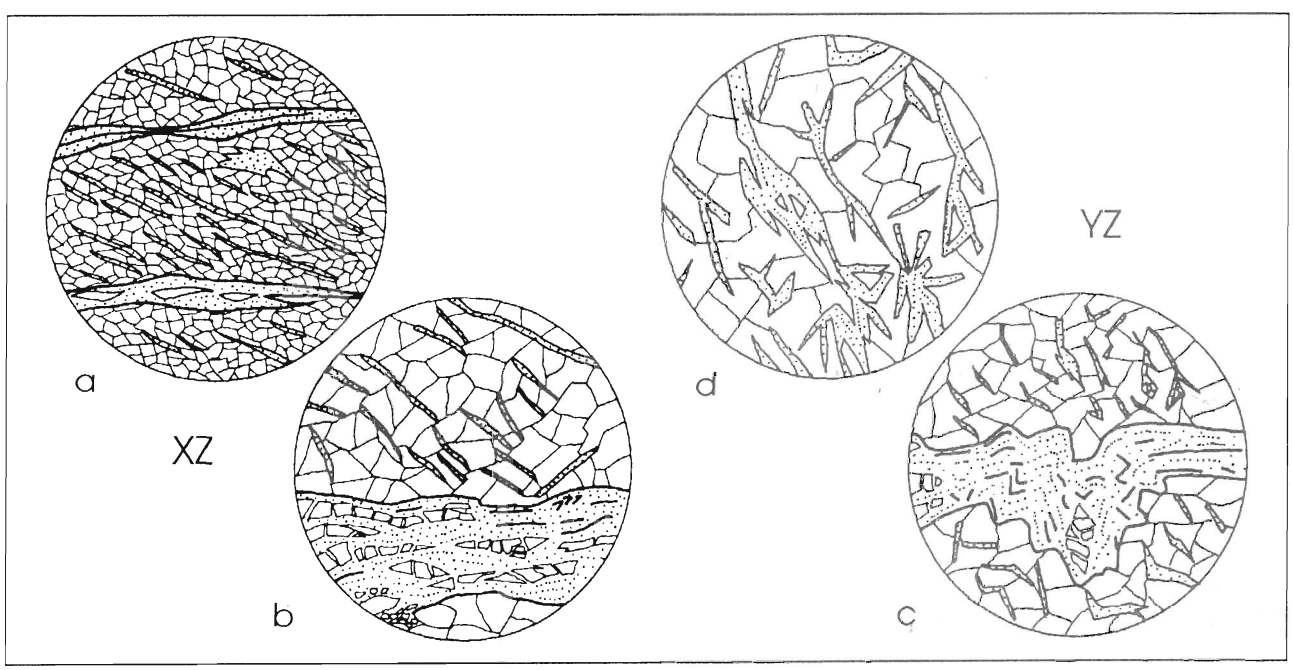
Fig. 5. Graph of final deformation with the possibility of direct subtraction of values of extension or shortening in the direction of the main axes of the deformational ellipsoid. ε_s - logarithmic octahedric shear, v - Lode's parameter (according to Law, 1986).

liačných plôch bridličnatej horniny a vytvorením mladšej extenznej krenulačnej kliváže vznikla prstovitá textúra (finger structure).

Najvýraznejšie prepracovanie horizontu čiernych cukrovitých bridlíc v napäťovom poli štádia D_2 sa zistilo v oblasti na J a V od Brdárky, a preto sa horniny z tejto oblasti študovali aj mikroskopicky.

Mikromierka pri týchto bridliciach (obr. 6) dokázala prítomnosť výrazných foliačných plôch s 10 - 20% zastúpením rozdrvených a rozvlečených kremenných zŕn a s prevažujúcou sericitickou hmotou. Mikromarkermi pôvodných foliačných plôch sú plošne paralelne orientované segmenty organickej substancie (obr. 6b, c). Zdôraznením reaktivácie foliačných plôch v štádiu D_2 je prítomnosť krehko segmentovaných kremenných zŕn (obr. 6b, c), lebo deformácia týchto zŕn nezodpovedá podmienkam duktilného pretvorenia horniny počas štádia D_1. Podobne je to s uplatnením sa mechanizmu medzizrnového kĺzania (grain boundary sliding; obr. 6a) pri vzniku extenznej krenulačnej kliváže v prostredí kremenného matrixu. Pri väčšom zväčšení sa tento mechanizmus spozoroval aj v reze kolmom na smer maximálneho predĺženia (lineácie; obr. 6d). Prejavom druhého prepracovania v štádiu D_2 je teda rejuvenácia sericitickо-muskovitickej mineralizácie starších foliačných plôch, ako aj vytvorenie takej istej asociácie na plochách extenznej krenulačnej kliváže.

Tento fenomén chápeme ako synkinematický, pričom klivážové plochy v makromierke reprezentujú plochy,



Obr. 6. Textúrny charakter mylonitov čiernych cukrovitých bridlíc. a, b - rezy kolmé na priebeh foliačných plôch a rovnobežné s lineáciou, c, d - rezy kolmé na foliačné plochy a priebeh lineácie. Zväčšenie: a - 25x, b - 63x, c - 25x, d - 160x. Biele zrná - rekryštalizovaný kremenitý matrix. Bodkované polia indikujú priebeh foliačných plôch a mikroprejavov extenznej krenulačnej kliváže. Pretvorenie v krehkom režime. Vzorka z bloku 500 m na JJV od Brdárky.

Fig. 6. Structures of mylonites of the black-sugar schists. a, b - cross-sections perpendicular to the foliation planes and parallel with stretching lineation, c, d - cross-sections perpendicular to the foliation planes and stretching lineation. Magnification: a - x25, b - x63, c - x25, d - x160. White grains - recrystallized quartz matrix. Dotted fields indicate the course of foliation planes and micro-manifestations of extensional crenulation cleavage. Overprint in brittle regime. Sample from the block 500 m SSE of Brdárka village.

ktoré mechanicky oslabil systém medzizrnových sklzov. Potvrdzuje to aj makroskopicky zistená nepenetratívnosť klivážových plôch a plošná nesúvislosť sericiticko-muskovitického povlaku na nich.

Závažnou je otázka, prečo čierne cukrovité bridlice z oblasti Brdárky obsahujú len segmenty klivážových plôch, často mikroskopických rozmerov, kým pri iných litotypoch v nižnoslanskej depresii deformačné štádium D_2 charakterizujú penetratívne systémy klivážových plôch megaskopického charakteru. Vysvetlením by mohla byť väčšia eliminácia napätia pohybom na starších predisponovaných plochách, t. j. na foliačných plochách, pričom v iných litotypoch v nižnoslanskej depresii tieto plochy neboli také početné a mechanicky vhodné na ďalšiu generáciu pohybov.

Štruktúrne prvky dokladajúce tretie deformačné štádium D_3

Najmladšími zistenými mezoskopickými štruktúrami sú penetratívne puklinové systémy preukázateľne segmentujúce staršie foliačné, klivážové a dislokačné plochy. Priestorovú pozíciu pólov penetratívnych puklinových systémov znázorňuje kontúrový diagram (obr. 2, D_3), ako aj veľké oblúky týchto systémov v južnej a severnej časti nižnoslanskej depresie (obr. 1, D_3). Póly puklinových systémov v diagrame (obr. 2, D_3) sa sústreďujú do niekoľkých maxím, pričom prevažuje severojužný smer systémov so strmým sklonom na V a Z. Zaujímavé je zistenie výraznejšieho zastúpenia a strmšieho sklonu severojužného systému v južnej časti územia (obr. 1, D_3) ako v severnej, kde systém vykazuje určité azimutálne odchylky. Tieto vzťahy sú evidentné aj v mapovej mierke (obr. 7).

Odraz kinematiky troch deformačných štádií medzi Brdárkou a Vlachovom

Prejavom deformačného štádia D_1 v severnej časti nižnoslanskej depresie (obr. 1, 7) je duktilnokrehké pretvorenie komplexu cipovských klastík ako mladopaleozoickej obalovej sekvencie a prevažne duktilné pretvorenie sekvencií bučinských vrstiev a litotypov známych z dúbravských vrstiev.

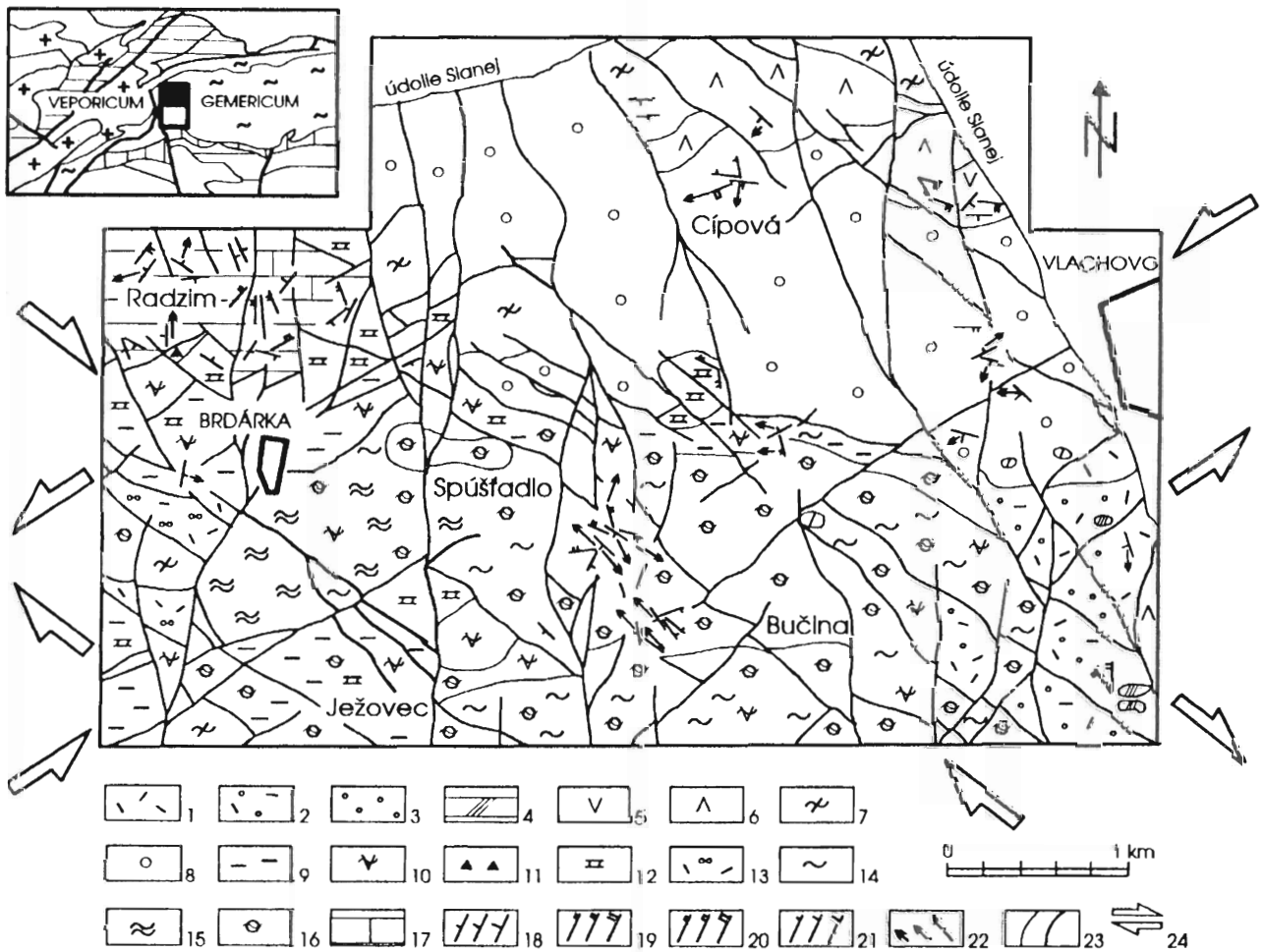
Tektonizácia značnej časti rozhrania medzi litologickými komplexmi (mylonitizácia a katakláza hornín) zistená medzi Brdárkou a Vlachovom (obr. 7) vznikla v napäťovom poli ďalších dvoch deformačných štádií, a to D_2 a D_3. Súčasná distribúcia litologických komplexov tak nadobúda mozaikovitý charakter, pričom blokovú stavbu spôsobujú disjunktívne systémy troch základných smerov. Prevažuje tu systém zlomov a ich segmentov smeru SZ - JV, podružný je systém smeru SV - JZ. V obidvoch systémoch sa zistili prejavy horizontálnych pohybov. Na línii Bučina - Spúšťadlo sa ako dominantný zistil smer SZ - JV, priebehom generálne zodpovedajúci priebehu skôr vyčlenenej rejdovskej strižnej zóny (Grecula et al., 1990). Prejavy jeho diskontinuít sa zistili v mapovej aj mezoskopickej mierke po masív Radzima, pričom už v oblasti Brdárky začína dominovať smer SV - JZ. Priebeh segmentov zlomov smeru SV - JZ sa zmapoval aj na JZ od Vlachova. Najpenetratívnejšími a najmladšími zmapovanými zlomovými systémami sú severojužné zlomy segmentujúce staršie disjunktívne štruktúry, resp. lokálne využívajúce ich priebeh.

Zónu extrémneho namáhania v krehkom režime deformačného štádia D_2 v oblasti na V a J od Brdárky zvýrazňuje mylonitizácia horizontu čiernych cukrovitých bridlíc (obr. 7, 8), ktorý sa už skôr duktilne pretvoril v deformačnom štádiu D_1. Mladšiu mylonitizáciu s prejavmi medzizrnového sklzu (obr. 6) a s výraznými lineárnymi prvkami interpretujeme ako prejav zvýšenej kompresie spôsobenej zmenou kompresnej zložky napäťového vektora deformačného štádia D_2 zo smeru SSZ - JJV do smeru SV - JZ v oblasti Brdárky. Za touto zónou smerom na SZ nastupuje zóna s prevažujúcou extenziou, prejavujúca sa poklesovými pohybmi celého bloku Radzima. Tak možno vysvetliť existenciu mylonitového uzla na V a J od Brdárky susediaceho s takmer nedeformovanou poklesnutou kryhou Radzima. Tým súčasne vysvetľujeme aj otázku kontaktu strednotlakových a vysokotlakových metamorfitov (glaukofanitov) meliatskej skupiny s krehko deformovaným a nemetamorfovaným komplexom triasových karbonátov bloku Radzimu.

Interpretácia výsledkov - diskusia

Duktilnokrehké štádium deformácie D_1 bolo výsledkom alpínskych transpresných procesov, ako dôsledku uzatvárania sa karbónsko-mezozoického meliatskeho sedimentačného bazéna (v zmysle Mocka a Reichwaldera, 1992; Rakúsa, 1993). Strednotlakovému a vysokotlakovému pretvoreniu členov meliatskej skupiny (Vozárová, 1993) sa datovaním prisúdil jurský vek (Maluski et al., 1993; Dallmeyer, osobná informácia). Jednotne oblátny až extrémne oblátny charakter deformácie je charakteristický pre vulkanoklastiká vrchnej časti staropaleozoickej sekvencie (odkryv 52), ako aj pre mladopaleozoicko-mezozoické členy (odkryv 2, 6, 8, 9, 10, 11, 14, 15, 54 a 55). Model potvrdzuje predstavy o autochtónnosti bázy mladopaleozoicko-mezozoickej sedimentácie v nižnoslanskej depresii (Grecula et al., 1992a). Zistenie prolátnejšej (odkryv 50, blok 56, 57) až prolátnej deformácie (blok 58) na báze bučinských vrstiev (v bezprostrednom kontakte s horizontom čiernych cukrovitých bridlíc reprezentujúcom tektonity a) poukazuje na prítomnosť horizontu s násunovými (príkrovovými) pohybmi. Je nevyhnutné zdôrazniť, že tektonizácia postihla litotypy približne v strednej časti mladopaleozoicko-mezozoickej litostratigrafickej kolónky (obr. 8). Tým sa potvrdzuje pozícia časti sedimentárnych komplexov v autochtónnej pozícii a časti v parautochtónnej (alochtónnej) pozícii. Ďalej treba upozorniť na vystupovanie glaukofanickej polohy (známej na J od Radzima) v približne rovnakej stratigrafickej úrovni, ako vystupuje horizont čiernych cukrovitých bridlíc. Tieto skutočnosti prinášajú nový pohľad na úlohu horizontu čiernych cukrovitých bridlíc ako markera násunových pohybov, čo v geotektonických súvislostiach možno spájať s príkrovom Bôrky (Mello et al., 1992).

Podľa starších predstáv o meliatskej skupine (Bajaník

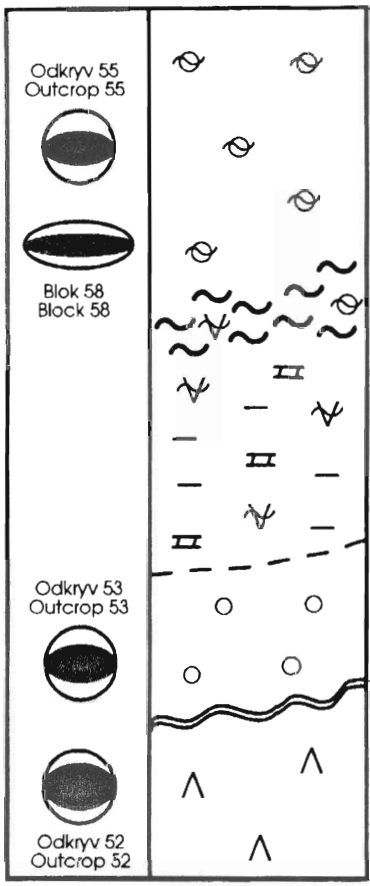


Obr. 7. Geologicko-tektonická mapa územia medzi Brdárkou a Vlachovom (Németh, 1992; zjednodušená) so znázornením štruktúrnych prvkov v mezoskopickej mierke. Znázornenie litologických typov: 1 - čierne bridlice, 2 - komplex flyšových psamitov s vložkami čiernych bridlíc, 3 - psamity flyša, 4 - karbonáty, 5 - produkty bázického vulkanizmu, 6 - produkty kyslého vulkanizmu, 7 - očkaté metapelity (1 - 7 - staršie paleozoikum gemerika), 8 - polymiktné psefity a psamity (cipovský komplex), 9 - čierne bridlice, 10 - redeponované bázické pyroklastiká, 11 - glaukofanity, 12 - rekryštalizované karbonáty, 13 - pieskovce a kvarcity s prítomnosťou čiernych bridlíc a lyditov (9 - 13 - komplexy dúbravských vrstiev), 14 - čierne cukrovité bridlice, 15 - mylonity čiernych cukrovitých bridlíc, 16 - oligomiktné psefity a psamity (14 - 16 - bučinské vrstvy), 17 - karbonáty bloku Radzima (mezozoikum). Znázornenie štruktúrnych prvkov: 18 - foliačné plochy, 19 - klivážové plochy, 20 - dislokačné plochy, 21 - pukliny, 22 - lineárne prvky (lineácie a striácie). Sklon štruktúrnych prvkov: a - 90 - 60°, b - 60 - 30°, c - 30 - 0°. Charakter rozhrania litologických komplexov: a - primárne litologické rozhranie, b - tektonický kontakt. 24 - hlavné smery horizontálnych posunov s vyznačením zmyslu pohybu.

Fig. 7. Geological- tectonic map of the territory between Brdárka and Vlachovo villages (Németh, 1992; simplified) with described mesoscale structures. Lithology: 1 - black schists, 2 - complex of flysh psammites with the interc[illegible]lations of black schists, 3 - flysh psammites, 4 - carbonates, 5 - product of basic volcanism, 6 - products of acidic volcanism, 7 - eyed metapelites (1 - 7 - Early Paleozoic complexes of Gemericum), 8 - polymict psefites and psammites (Cípová complex), 9 - black schists, 10 - basic pyroclastics, 11 - glaucophanites, 12 - recrystallized carbonates, 13 - sandstones and quartzites with the presence of black schists and lydites (9 - 13 - complexes of Dúbrava Beds), 14 - black-sugar schists, 15 - mylonites of black-sugar schists, 16 - oligomict psefites and psammites (14 - 16 - Bučina Beds), 17 - carbonates of the Radzim block (Mesozoic). Structural elements: 18 - foliation planes, 19 - cleavage planes, 20 - dislocations, 21 - joints, 22 - lineations (stretching and striations). Inclination: a - 90 - 60°, b - 60 - 30°, c - 30 - 0°. Boudaries between lithological complexes: a - primary, b - tectonic contact. 24 - strike-slips with the sense of movement.

et al., 1983) zistené prejavy násunových pohybov indikujú sunutie vo vnútri meliatskej skupiny, ale nie sunutie meliatskej skupiny ako celku na autochtónne mladopaleozoické obalové sekvencie. To potvrdzuje interpretáciu autochtónnosti značnej časti mladopaleozoicko-mezozoických sedimentov v nižnoslanskej depresii vrátane sekvencií meliatskej skupiny (Grecula et al., 1992a).

Zistený horizont s násunovými pohybmi potvrdzuje akrečný charakter pohybov spätých s uzatváraním meliatskej domény a uplatnenie transpresného modelu tvorby príkrovov. Doložením pohybu je vznik a-vrás v horizonte čiernych cukrovitých bridlíc v duktilnom režime, ako aj prolátnejší charakter deformácie bučinských zlepencov v bezprostrednom nadloží horizontu čiernych cukrovitých bridlíc. Prolátnosť z hľadiska kinematiky pohybu interpretujeme ako prejav rotácie obliakov v duktilnom prostredí, pričom kolmo na smer pohybu nastáva vyťahovanie osi X deformačného elipsoidu. Keďže sa hlavné pre-



LATE PALEOZOIC - MESOZOIC	BUČINSKÉ VRSTVY oligomiktné zlepence a silicifikované klastiká	BUČINA BEDS oligomict conglomerates and silicified clastics
	pozícia horizontu čiernych cukrovitých bridlíc (tektonity) komplex čiernych a zelených bridlíc, bázických a kyslých pyroklastík a rekryštalizovaných karbonátov MELIATSKA SKUPINA (sensu Bajaník et al., 1983)	***position of horizon of black sugar schists (tectonites)*** complex of black and green schists, basic and acid pyroclastics and recrystallized carbonates MELIATA GROUP (sensu Bajaník et al., 1983)
	OBALOVÉ FÁCIE cípovské zlepence	COVER FACIES Cípová conglomerate
EARLY PALEOZOIC	HNILECKÉ SÚVRSTVIE GEMERIKA metapyroklastiká	HNILEC FORMATION OF GEMERICUM metapyroclastics

Obr. 8. Charakter deformácie klastík v jednotlivých litostratigrafických úrovniach nižnoslanskej depresie. Pre vrchné časti staropaleozoických sekvencií, bazálne obalové fácie, časť litotypov dúbravských vrstiev a vrchné časti bučinských vrstiev je charakteristický oblátny charakter deformácie. Báza bučinských vrstiev v blízkosti horizontu čiernych cukrovitých bridlíc je deformovaná prolátne. Označenie litotypov je zhodné s obr. 7.

Fig. 8. Character of deformation of clastics in the individual lithostratigraphic levels of the Nižná Slaná Depression. The oblate deforation is characteristic for the upper parts of the Early Paleozoic sequences, the basal cover facies, partly for lithotypes of Dúbrava Beds and upper parts of Dúbrava Beds. The basal parts of Bučina Beds near the horizon of black-sugar schists is deformed by prolate way. Lithological explanations see in Fig. 7.

šmykové pohyby uskutočnili v plastickom podložnom horizonte, pri prolátnejšie deformovaných obliakoch nadložného komplexu nastala iba čiastočná rotácia.

Produktom napäťového poľa deformačného štádia D_2 sú vzájomne sa prestupujúce zlomy a ich segmenty smeru SZ - JV a SV - JZ, pričom v rôznych častiach územia lokálne prevažuje jeden alebo druhý systém (obr. 1, 2, 7). Najvýraznejšia kumulácia segmentov zlomov smeru SZ - JV v nižnoslanskej depresii sa zistila na spojnici Nižná Slaná - Brdárka, čo v minulosti viedlo k vyčleneniu rejdovskej strižnej zóny (Grecula et al., 1990). V južnej časti nižnoslanskej depresie prevláda strižný smer SV - JZ. Miesta križovania sa dvoch strižných smerov vytvárajú tektonické uzly vyznačujúce sa rozsiahlou mylonitizáciou, pričom bloky mimo hlavných kumulácií zlomov jednotlivých strižných smerov, resp. ich križovania sú miestami megatlakových tieňov s charakteristickou vertikálnou zložkou pohybu. Podobné vzťahy sú v širšom okolí Brdárky, kde vedľa rozsiahlej zóny mylonitov čiernych cukrovitých bridlíc a ďalších členov meliatskej skupiny leží poklesnutý blok Radzima (obr. 7). Distribúcia zlomov strižných systémov smeru SZ - JV a SV - JZ je tektonickým odrazom obdobia po poklese hodnôt P-T, charakteristických pre predchádzajúce duktilnokrehké deformačné štádium, teda pre pojurské obdobie. Počiatok vývoja strižných zón v gemeriku (Grecula et al., 1990) sa kladie do predkriedového obdobia, pričom v období spodná krieda - stredná krieda sa už vykazuje ich významná aktivita. Koniec strižných pohybov sa kladie do štajerskej fázy. Toto tvrdenie podporuje aj zistenie, že kompresia spätá s presunom smeru JV - SZ postihla západný úsek stykovej zóny gemerika s veporikom v mladokimerskej fáze alpínskeho orogénu (Hók et al., 1993).

Tektonickým prejavom tretieho deformačného štádia D_3 je extenzná tektonika, gravitačné rozklzávanie hornín, severojužné zlomy charakteru čistého strihu, hrastovité prepadávanie a pohyby blokov, ktoré vytvárajú ostrý tektonický kontakt rôznych stratigrafických úrovní mladopaleozoických, mezozoických a staropaleozoických komplexov. Takýto prejav uvoľnenia napätia z predchádzajúceho kompresného štádia je z gemerika všeobecne známy (okrem starších autorov napr. Grecula, 1982; Grecula et al., 1990, 1992a, b; Hók et al., 1993).

Záver

Vyčlenenie troch alpínskych deformačných štádií v nižnoslanskej depresii zdôrazňuje meniaci sa charakter orientácie napäťového poľa.

1. Najstaršie duktilnokrehké pretvorenie D_1 s generálnym východozápadným smerom extenznej zložky hlavného napätia je reprezentované všeobecne oblátnym charakterom deformácie. Zistená zóna prolátnej deformácie spolu so štruktúrnymi dátami poukazuje na násunové pohyby v horizonte čiernych cukrovitých bridlíc na báze bučinských vrstiev, ktoré možno v geotektonických súvislostiach spájať s príkrovom Bôrky (Mello et al., 1992). Súčasne sa potvrdzuje interpretácia (Grecula et al., 1992a) o autochtónnosti značnej časti mladopaleozoicko-mezozoických sedimentov v nižnoslanskej depresii vrátane sekvencií meliatskej skupiny v staršom chápaní (sensu Bajaník et al., 1983). Deformačné štádium spájame s prejavmi strednotlakovej - vysokotlakovej metamorfózy (Vozárová, 1993) spätej s uzatváraním meliatskej domény (v zmysle Mocka a Reichwaldera, 1992; Rakúsa, 1993), pričom datovanie týchto procesov (Maluski et al., 1993; Dallmeyer, osobná informácia) preukázalo jurský vek.

2. Mladšie, krehké deformačné štádium D_2 s orientáciou kompresnej zložky hlavného napäťového poľa v smere SSZ - JJV a SV - JZ spôsobilo vznik strižných systémov smeru SV - JZ a SZ - JV. Reprezentujú ich penetratívne disjunktívne plochy obidvoch smerov, vyskytujúce sa v celom študovanom území. V rozličných častiach územia môže lokálne dominovať jeden zo systémov, pričom štúdium sukcesívnych vzťahov obidvoch systémov potvrdilo ich súčasný vznik v jednom kinematickom režime.

3. Opätovná reorientácia extenznej zložky napätia do východozápadného smeru spôsobila v krehkom deformačnom štádiu D_3 vznik severojužných zlomov a vertikálne pohyby blokov ohraničených kombináciou severojužných a starších zlomov smeru SV - JZ a SZ - JV.

Literatúra

Angelier, J. 1979: Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics, 56, 17 - 26.*

Angelier, J. 1990: Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int., 103, 363 - 376.*

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

Dunnet, 1969: A technique of finite strain analysis using eliptical particles. *Tectonophysics, 7, 117 - 136.*

Fusán, O. 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemeríd. *Geol. Práce, Zoš., 55, 171 - 181.*

Grecula, P., Návesňák, D, Bartalský, B., Gazdačko, Ľ., Németh, Z., Ištván, J. & Vrbatovič, P. 1990: Shear zones and arc structure of Gemericum, the Western Carpathians. *Mineralia slov., 22, 2, 97 - 110.*

Grecula, P., Bartalský, B., Daniel, S., Gazdačko, Ľ., Hojnoš, M., Kandrík, M., Kucharič, Ľ., Mikuška, J., Návesňák, D., Németh, Z., Radvanec, M., Steiner, A. & Syčev, V. 1992a: SGR - geofyzika, stykové zóny. [Záverečná správa.] *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Grecula, P., Bartalský, B., Gazdačko, Ľ., Hojnoš, M., Kotuľák, P., Kucharič, Ľ., Návesňák, D., Németh, Z., Radvanec, M., Steiner, A. & Syčev, V. 1992b: SGR - geofyzika VP rudy a nerudy. [Záverečná správa.] *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Hók, J., Kováč, P. & Madarás, J. 1993: Extenzná tektonika západného úseku styčnej zóny gemerika a veporika. *Mineralia slov., 25, 172 - 176.*

Hossack, J. R. 1968: Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area (Southern Norway). *Tectonophysics, 4, 315 - 339.*

Law, R. D. 1986: Relationships between strain and quartz crystallographic fabrics in the Roche Maurice quarzites of Plougastel, western Brittany. *J. Struct. Geol., 8, 5, 493 - 515.*

Lisle, R. J. 1979: Strain analysis using deformed pebbles: the influence of initial pebble shape. *Tectonophysics, 60, 263 - 277.*

Maluski, H., Rajlich, P. & Matte, P. 1993: ^{40}Ar-^{39}Ar dating of the Inner Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. *Tectonophysics, 223, 313 - 337.*

Milton, N. J. 1980: Determination of the strain ellipsoid from measurements on any three sections. *Tectonophysics, 64, 19 - 27.*

Mock, R. & Reichwalder, P. 1992: The blueschist belt of the Slovak Karst, Slovakia. *Terra Nova, abstr. Suppl., 2, 46.*

Németh, Z. 1992: Litofaciálne vzťahy mladopaleozoických komplexov v oblasti Vlachovo - Vyšná Slaná - Brdárka - Kobeliarovo. *In: Manuskript - Geocomplex Košice.*

Rakús, M. 1993: Úskalia a problémy paleogeografických rekonštrukcií mezozoika Západných Karpát. In: Rakús & Vozár (Ed.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. *GÚDŠ, Bratislava, 103 - 107.*

Shimamoto, T. & Ikeda, Y. 1976: A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects. 1. Basic theory. *Tectonophysics, 36, 315 - 337.*

Siddans, A. W. B. 1980: Analysis of three-dimentional, homogeneous, finite strain using ellipsoidal objects. *Tectonophysics, 64, 1 - 16.*

Vozárová, A. 1993: Stupeň premeny dúbravských vrstiev. In: Rakús & Vozár (Ed.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. *GÚDŠ, Bratislava, 227 - 231.*

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

Yu, M. & Zheng, Y. 1984: A statistical analysis applied to the Rf/φ method. *Tectonophysics, 110, 151 - 155.*

Alpine tectonics in the Nižná Slaná Depression (contact zone between Gemericum and Veporicum, Western Carpathians)

Structural and deformational analyses in the area of Nižná Slaná Depression, representing a bigger part of the contact zone between Gemericum and Veporicum, have been directed to study of tectonic overprints and relations of its three principal Late Paleozoic - Mesozoic sequences - the cover, Meliata Group and Bučina Beds. In the past especially the last two mentioned units were differently interpreted by various authors either in autochtonous or allochtonous position. Our study revealed the space characteristics and successive relations of disjunctive structures in 49 outcrops. Using the pebble deformational analysis of 16 outcrops and blocks the character of deformation has been stated for various lithostratigraphic levels of the Nižná Slaná Depression. Three Alpine deformational stages were distinguished by our study:

Ductile-brittle deformational stage D_1

The study of pebble deformation documented primary deformation of clastic complexes defined as the Rožňava, Filipka, Cipova and Bučina Conglomerates (sensu Grecula et al., 1992a; Rožňava Formation sensu Vozárová and Vozár, 1988, outcrops 8,

9, 14, 15, 11, 10, 2, 6, 50 and 53, Fig. 1). In the case of Bučina Conglomerates there has been found only one measureable outcrop (50, Fig. 2) so other measurements were realized on the blocks in debris (blocks 54, 55, 56, 57 and 58, Fig. 1). The Early Paleozoic complexes were documented by acid pyroclastics on Cipová mountain ridge (outcrop 52, Fig. 1). Mathematic calculation (Tab. 1) led to construction of R_f/ϕ graphs (Tab. 2) and deformational ellipsoids (Fig. 1). The same, oblate to extremely oblate, character of deformation has been found in the environment of volcanoclastics of the upper part of Early Paleozoic sequences (Outcrop 52 in Figs. 1, 3, 4, 5, 8, Tabs. 1, 2), similarly as in the Late Paleozoic - Mesozoic members (Outcrops 2, 6, 8, 9, 10, 11, 14, 15, 54 and 55). The more prolate (outcrop 50, blocks 56 and 57) and prolate (block 58) deformations were ascertained in the basal horizon of Bučina Beds. In the above lying lithostratigraphic horizon of Bučina Beds there is again the oblate character of deformation (Block 54, 55).

The summary contour diagramme of poles of foliation planes (Fig. 2, D_1, left side) demonstrates their prevailing azimuth E - W with the medium dip to south and north. The tendency of rotation of foliation planes into the direction WNW-ESE is obvious and is a result of affection of NNW - SSE compressional component of the stress field of the D_2 deformational stage (Fig. 1, D_2). Similar relations have been found in the case of NE - SW foliation planes under the NE - SW compression. The summary diagramme of stretching lineations tied to D_1 stage (Fig. 2, D_1, right) demonstrates again the substantial presence of linear elements of directions NW - SE and NE - SW. It has been found that genetically these are the same lineations as the E - W ones. According to this we suppose the rotation of the outcrops or blocks between penetrative disjunctive structures of both shear systems in younger stage D_2. It is proved also by finding of reactivation of foliation planes in many outcrops and creation of younger subhorizontal striations, directionally and inclinationally varying from the older stretching lineations.

Brittle deformational stage D_2

The product of the second Alpine deformational stage is the origin of two systems of penetrative cleavage and dislocation planes having directions NE - SW and NW - SE (Fig. 2, D_2, left). The indicators of movement in the brittle stage are striations (Fig. 2, D_2, right). Their trends demonstrate the main directions of the strike-slip movements in the Nižná Slaná Depression. The field study of relations of both systems revealed, that they originated in the same kinematic regime with changing orientation of compressional component of the main stress field in the directions NNW - SSE and NE - SW (Fig. 1, D_2).

The best lithotype for demonstration of double tectonic reworking of the Late Paleozoic - Mesozoic complexes in the Nižná Slaná Depression (in stages D_1 and D_2) is the horizont of black-sugar schists (Figs. 7, 8; designation sensu Grecula et al., 1992a). They represent the quartzy schists with the distinctive black-white banding caused by white quartzy laminae and the sericite-muscovitic coating on them. The structural character of black-sugar schists, their position and transition into the overlying horizon of Bučina Beds, associate black-sugar schists with the basis of this horizon.

First, ductile depormation of foliated rock of phyllitic character was in the stress field of D_1 stage. The result of this was the distinctive folding of foliation planes and development of stretching lineation on numerous a-folds. In the following brittle stage D_2 started the reactivation of foliation planes and simultaneously originated extensional crenulation cleavage, both causing the origin of the finger structure. The most distinctive tectonization of the horizon of black-sugar schist in the D_2 stage has been found S and E of Brdárka. These tectonites were studied microscopically (Fig. 6).

Brittle deformational stage D_3

The youngest found mesoscopic structures are represented by the penetrative disjunctive systems of pure-shear character, evidently segmenting the older foliation, cleavage and dislocation planes. The spatial character of poles of these planes is demonstrated in contour diagramme (Fig. 2, D_3). Tectonogrammes in Fig. 1 (D_3) demonstrate their spatial characteristics in southern (lower one) and northern (upper) parts of the Nižná Slaná Depression.

Interpretation of results

Structural and deformational analyses revealed new facts concerning the Alpine procsesses in the area of Nižná Slaná Depression.

1. Ductile-brittle stage D_1 is the result of the Alpine transpression related to the clossure of the Carboniferous - Mesozoic Meliata sedimentary basin. The dating of the medium and high-pressure metamorphism of some members of Meliata succession displayed Jurassic ages (Maluski et al., 1993; Dallmeyer, personal communication). The same, oblate to extremely oblate, character of deformation, found in the environment of volcanoclastics of the upper part of Early Paleozoic sequences, similarly as in Late Paleozoic - Mesozoic members, prove the ideas about the autochtonous position of the basal parts of the Late Paleozoic - Mesozoic sedimentary sequences in the Nižná Slaná Depression (Grecula et al., 1992a), including parts of Meliata Group (sensu Bajaník et al., 1983). Findings of more prolate to prolate deformations in the basal horizon of Bučina Beds (in the immediate contact with the below lying horizon of black-sugar schists, representing a-tectonites of the D_1 stage) demonstrate the presence of horizon with overthrust (nappe) movements. It is necessary to stress, that tectonic overprints by these movements are displayed by lithotypes approximately in the central part of lithostratigraphic column of Late Paleozoic - Mesozoic sedimentation (Fig. 8). Taking into account the older notions about the Meliata Group (Bajaník et al., 1983), our results do not indicate the thrusting of Meliata Group as a whole onto the autochtonous Late Paleozoic sequences of Gemeric cover. Next there is important the mention about the approximately same lithostratigraphical position of glaucophanites (known south of Radzim hill, Fig. 7) as the horizon of black sugar schists. These facts reveal a new role of this horizon as the marker of overthrust movements, in the geotectonic scale related to recently distinguished Bôrka nappe (Melloet al., 1992).

2. The products of the stress field of the second stage D_2 are two systems of mutually penetrating faults and their segments of NW-SE and NE-SW directions (Figs. 1, 7). Generally the sinistral strike-slips are prevailing on NE-SW trending system, while the second, NW-SE system, displays the dextral strike-slips. The mutual junctions of both systems are characterized by strong mylonitization, while blocks outside the main cumulations of faults of individual systems, or their junctions, are the sites of mega-stress shadows with characteristic dip-slip movements. These relations are best demonstrable in the surroundings of Brdárka village (Fig. 7), where next to the zone of mylonites of black sugar schists and other members of Meliata Group is the sharp tectonic contact with subsided Radzim block.

3. The tectonic manifestation of the third, brittle, deformational stage D_3 is extensional tectonics, gravitational sliding of rock mass, N-S faults having the pure-shear character, horst-type dip-slips and block vertical movements, creating the sharp tectonic contact of the various stratigraphic levels of Paleozoic and Mesozoic complexes.

Mineralia slovaca, 26 (1994), 411 - 426

Litofaciálny vývoj mladšieho paleozoika hraničnej oblasti gemerika a veporika - problémy a námety

PAVOL GRECULA

Geocomplex, a. s., Werferova 1, 040 11 Košice

(Doručené 9.5.1994)

Lithofacial development of the Late Paleozoic complexes in the boundary zone between Gemericum and Veporicum - problems and suggestions (Western Carpathians)

The Early Variscan convergetional processes created the accretional terrane from the Early Paleozoic sedimentary-volcanic sequences . The Late Variscan sedimentary areas of the character of remnant basins originated there in the original oceanic space. These basins were developed in the zone of obducted mid-oceanic ophiolitic suite, which fundamentally affected also the lithological filling of the remnant basins (redeposited material of basic rocks). The post-convergentional tectonic events caused the development of extensional basins oriented transversally to the remnant basins. Their filling has been preserved in the western and eastern parts of Gemericum in the contact zone with the tectonic unit Veporicum. Both types of Carboniferous basins in the advanced evolutionary stage were probably mutually interconnected. After the culmination of Variscan tectonic events the remnants basins vanished and the continental Permian development started. However, the development of basins, originating in the areas with extensional tectonics, continued also in Permian and probable also in the Triassic era. The extensional basins coalesced with the Triassic - Jurassic sedimentary area of Meliaticum. The trough part of the "Meliata development" of these basins transited into the area of stabile shelf, where originated the thick complexes of Triassic carbonates of Silicikum.

The Late-Paleozoic basins overlapped the contact zone of Gemericum and Veporicum, which basic nappe relation had already been created during the Early Variscan tectogenesis. Later in the Alpine epoch they were deformed in shear zones.

Key words: Western Carpathians, Gemericum, sedimentary basins, lithostratigraphy, Late Paleozoicum, Variscan orogen, tectonic styles

Úvod

Okrajové oblasti gemerika, ako aj hraničnú zónu s veporikom sme v rokoch 1987 - 1991 skúmali komplexom geologických, geofyzikálnych a geochemických prác. Systematické geologické a geofyzikálne mapovanie celého územia v podrobnej mierke 1:10 000 umožnilo získať veľké množstvo nových údajov aj o mladšom paleozoiku okrajových a hraničných zón gemerika a následne ich aj interpretovať a korelovať s doterajšími prácami. Mnoho našich poznatkov je v súlade s istými názormi iných autorov (Vozárová a Vozár, 1988; Reichwalder, 1982; Maheľ, 1986; Bajaník et al., 1984 a i.), niektoré viacej korelujú so staršími predstavami (Fusán, 1959; Snopko, 1968), iné si vyžadujú odlišný pohľad na litostratigrafický, faciálny a tektonický vývoj študovanej oblasti, čo je predmetom predkladaného článku. Istým čiastkovým otázkam z toho istého okruhu problémov sa venujú práce Radvanca (1994), Gazdačka (1994) a Németha (1994).

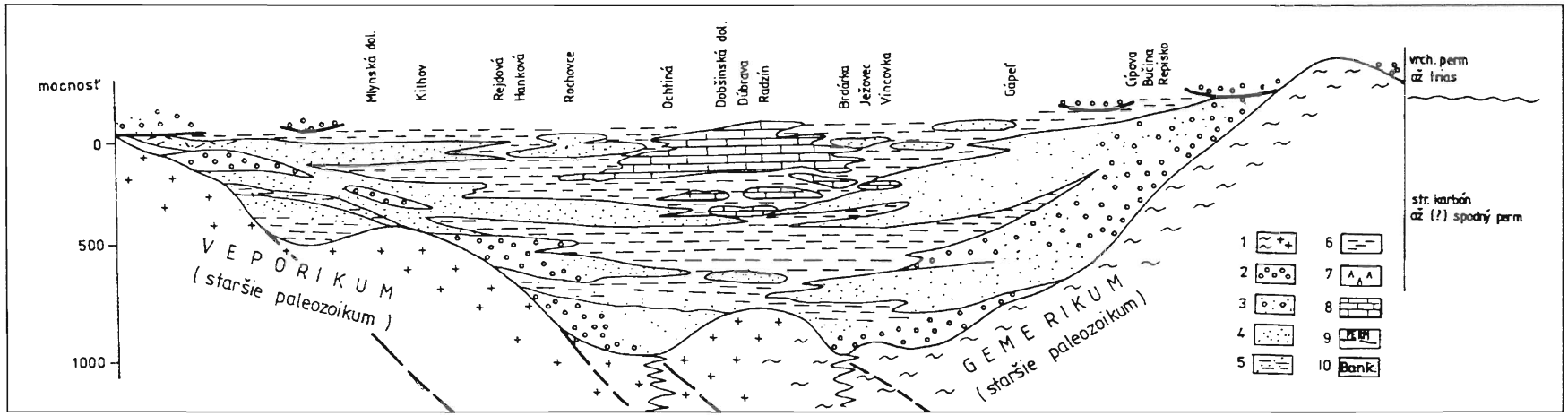
Na začiatok litologický problém: vulkanit, či redeponovaný staropaleozoický vulkanit

Porfyroidy nie sú problémom iba v tomto území. Bridličnaté očkaté horniny svojím nápadným textúrnym vzhľadom sú na skúmanie príťažlivé, ale aj klamlivé. Značná časť porfyroidov obalových mladopaleozoických jednotiek hraničných zón gemerika patrí gravelitom až drobnoobliakovým zlepencom. Vždy sa v nich vyskytujú vložky zlepencov, aj keď tenké a zriedka, alebo obliaky rozptýlené v bridličnatej siltovcovo-psamitickej hmote. Vždy v nich možno nájsť vrstvičky a polohy pieskovcov s gradačným zvrstvením a sú úzko priestorovo a faciálne späté so zlepencovými sekvenciami ako distálny sediment tej istej zdrojovej a sedimentačnej oblasti. Gravelity laterálne prechádzajú do psamiticko-pelitického až pelitického vývoja, čo je pre mladopaleozoické bazény molasového charakteru typické. Zdrojovými horninami gravelitov sú podložné staropaleozoické porfyroidy.

Problematika vzťahu porfyroid - gravelit je akútna najmä pre oblasti s gemerickou zdrojovou provenienciou, kde sa v podloží mladopaleozoických sedimentov vyskytujú pravé porfyroidy a očkaté metapelity. V mladšom paleozoiku sú ešte ďalšie problematické litotypy. Označujú sa ako ryolity, ryolitové pyroklastiká, kyslé vulkanoklastiká a pod. (napr. oblasť Spúšťadlo - Brdárka, Jasovská dolina, Črmeľské údolie a i.). Aj tieto litotypy väčšinou predstavujú rozrušené a redeponované kyslé staropaleozoické vulkanity a treba ich označovať ako biely, bielosivý jemnozrnný až afanatický pieskovec.

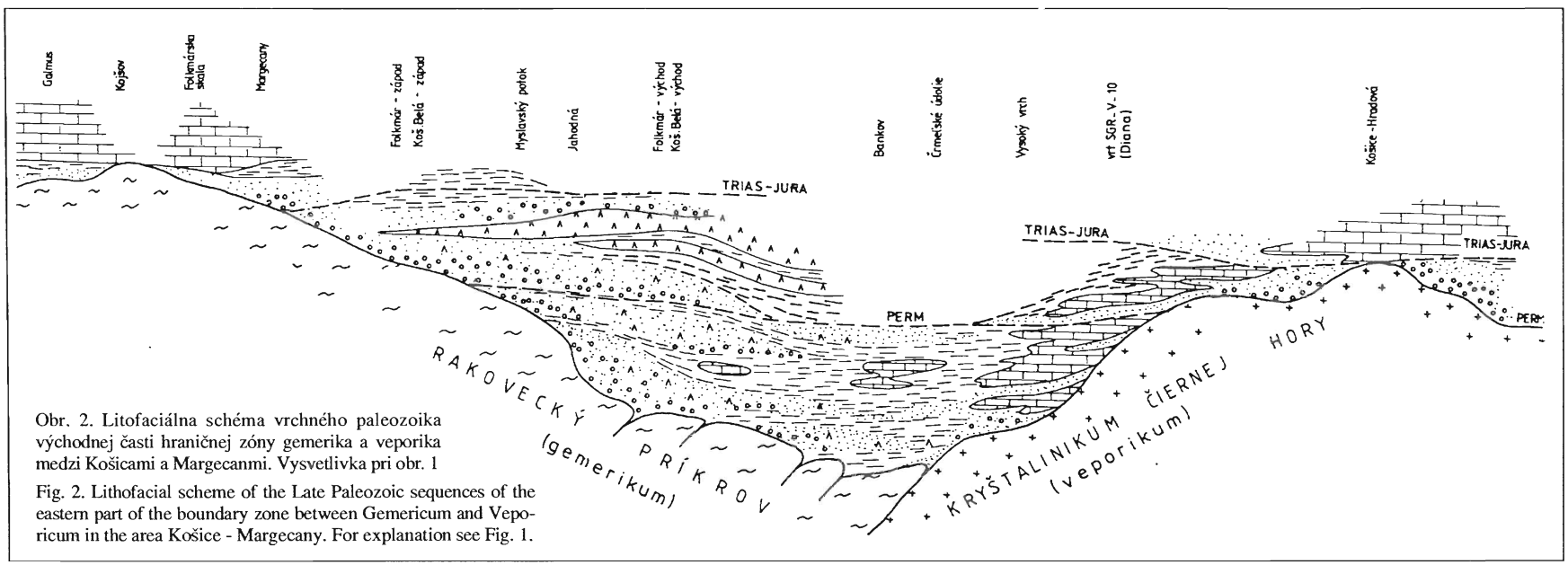
Veľmi podobný problém je v oblasti výskytu rakoveckého komplexu v podloží karbónskych sedimentov. V jeho

This work originated on the basis of Project IGCP 276 Paleozoic of the Tethis.



Obr. 1. Litofaciálna schéma v priečnom reze vrchnopaleozoickými súvrstviami v hraničnej oblasti veporika a gemerika medzi Štítnikom a Dobšinou. 1 - podložie vrchnopaleozoických bazénov, 2 - zlepencový vývoj, 3 - zlepencovo-psamitický vývoj, 4 - psamitický vývoj, 5 - psamiticko-pelitický vývoj, 6 - pelitický vývoj, 7 - redeponovaný vulkanický materiál (G - glaukofanity), 8 - karbonátový vývoj, 9 - predpokladané hranice útvarov, 10 - približná pozícia terajších lokalít.

Fig. 1. Lithofacial scheme in the transversal cross-section through the Late Paleozoic sequences in the boundary zone of Veporicum and Gemericum between the towns Štítnik and Dobšiná. 1 - underlier of the Late Paleozoic basins, 2 - conglomeratic development, 3 - conglomeratic-psammitic development, 4 - psammitic development, 5 - psammitic-pelitic development, 6 - pelitic development, 7 - redeposited volcanic material (G - glaucophanites), 8 - carbonatic development, 9 - supposed nappe boundaries, 10 - approximate position of present localities.



Obr. 2. Litofaciálna schéma vrchného paleozoika východnej časti hraničnej zóny gemerika a veporika medzi Košicami a Margecanmi. Vysvetlivka pri obr. 1

Fig. 2. Lithofacial scheme of the Late Paleozoic sequences of the eastern part of the boundary zone between Gemericum and Veporicum in the area Košice - Margecany. For explanation see Fig. 1.

karbónskom nadloží, resp. v blízkom okolí sú masívne a lavicovité zelenokamene (pokladané za diabázy a ich pyroklastiká a predtým zaraďované do fylitovo-diabázovej série, neskôr do karbónu), ktoré treba tiež považovať za rozrušené a resedimentované staropaleozoické horniny rakoveckého komplexu. Označujeme ich ako zelený pieskovec (lavicovitý, masívny, doskovitý). Pieskovec je často jemnozrnný, makroskopicky až afanitický (slangový výraz bahniak), ale aj hrubozrnný so zachovanými úlomkami a obliakmi diabázových hornín a amfibolitu. Nachádzajú sa tu aj početné klasty amfibolov, najmä v západnej a východnej časti, predovšetkým tam, kde zelené pieskovce ležia v nadloží rulovo-amfibolitového komplexu (v oblasti Myslavského potoka sú v nich aj väčšie úlomky amfibolitov a ruly z podložného klátovského amfibolitového komplexu). V zelenom pieskovci sa ojedinele našli aj klasty pyroxénov. Podstatná časť redeponovaného materiálu sa zmenila na chlorit, albit, kalcit, kremeň, sericit, a to najmä v jemnozrnitých typoch, kým hrubozrnné variety dovoľujú definovať celé asociácie pôvodných minerálnych klastov.

Zelené pieskovce sa vyvinuli najmä v nadloží rakoveckého príkrovu, a to po celej jeho dĺžke, t. j. na S gemerika a v črmeľskej oblasti. Početné sú aj v ochtinsko-dobšinskej hraničnej oblasti a ojedinele aj v medzevskej oblasti. Najčastejšie sú vo vrchnej časti litostratigrafického sledu karbónu, miestami v spodnej časti sekvencie v asociácii s karbonátmi.

Zelené pieskovce sú jedným z dôležitých petrologických problémov gemerika. Z uvedenej genézy pieskovcov (aj bielosivých) vychodí, že v karbónskej sekvencii gemerika, najmä v type zvyšného bazéna, by nemali byť prejavy synsedimentárneho vulkanizmu.

Charakteristika hlavných litotypov a sedimentačných oblastí

Zlepence a pieskovce. Pre obalové sekvencie veporika sú charakteristické pieskovce, kvarcity a zlepence. Typické pre ne sú najmä svetlé afanitické kvarcity, často prúžkované, jemnozrnné doskovité, potom sľudnaté kvarcity až arkózovité pieskovce, ktoré sa vyskytujú od Dobšinského potoka až po Ochtinú. Vznikali ako pobrežné dobre vytriedené sedimenty na okraji bazéna. Jemnozrnné až „limnokvarcitické" typy vznikali azda v pobrežných lagúnach alebo v izolovaných malých depresiách na plytkom pobreží. Uvedené kvarcitické horniny siahajú od okraja bazéna ďaleko do jeho strednej časti, a to vo viacerých horizontoch, kde postupne prechádzajú do psamiticko-pelitických typov. Jedným z nich sú tzv. cukrovité biele-čierne hruboprúžkované bridlice, resp. pieskovce, napr. na J od Brdárky. Kvarcitické sekvencie sú typické pre ochtinsko-dobšinskú a črmeľskú oblasť (aj pre oblasť Braniska), ale nie sú v medzevskej oblasti, kde im chýba zdrojový materiál kryštalických komplexov (obr. 1, 2).

S jemnozrnnými kvarcitmi sú laterálne späté kvarcitické-zlepencové a zlepencové sedimenty, ktoré by mohli predstavovať deltové a kanálové typy sedimentov s blokmi žuly s priemerom až 1 m v netriedenom materiáli (lokalita Kilhov).

Pre zlepence je typické, že obliaky sú roztratené v psamitickom tmeli, ba ich frekvencia je niekedy jeden obliak na 1 m^2, čo dobre vidno napr. v Hankovskom potoku.

Čierne bridlice. Vo všetkých hraničných oblastiach gemerika najväčší objem horninovej výplne bazéna zaberajú laminované peliticko-siltovcové až peliticko-psamitické súbory. Okupujú centrálne časti sedimentačného priestoru a faciálne sú veľmi pestré.

Čierne a sivé pelitické komplexy na rakoveckom príkrove (mlynský karbón) sú hrubolaminované s nevýrazne farebne kontrastnými laminami. Tvoria dosť mocný monotónny komplex tiahnuci sa od Mlynkov až po Lániho hutu. Vyznačuje sa prítomnosťou šošoviek Fe karbonátov. Vo vrchnej časti prechádzajú do zelenej bridlice a zeleného pieskovca.

Hámorské vrstvy majú prevažne piesčitý charakter. Čiernych bridlíc je menej, sú sľudnaté, piesčité a striedajú sa s tmavosivým sľudnatým pieskovcom. Sú rekryštalizované. V Dobšinskom potoku čierne bridlice prechádzajú do nadložia do karbonátového vývoja. Smerom na Dobšinú bridlice sú menej piesčité a aj sľudnaté pieskovce výrazne ustupujú a pribúda zelených bridlíc, najmä do nadložia, v ktorom postupne prevláda zelený pieskovec. Hámorský typ karbónu pokračuje až po kryštalinikum veporika, resp. v tektonickom zaklinení pokračuje aj vo veporiku.

Podobný, ale rudimentárny vývoj hámorských vrstiev je aj v črmeľskej oblasti v podloží karbonátových sekvencií tzv. ružínskej série.

Výraznejší vplyv gemerickej ryolitovo-porfyroidovej a azda aj veporickej kryštalinickej znosovej oblasti do centrálnej časti bazéna v priestore Hanková - Brdárka - Spúšťadlo (až takmer po Kobeliarovo) viedol k vzniku hrubolaminovaných bielo-čiernych piesčitých bridlíc až laminovaného pieskovca. Pre silnú rekryštalizáciu sa v nich dosť jasne odseparovala organická zložka od psamitickej, a tak vznikli farebne kontrastné prúžkované cukrovité bridlice. Takýto vývoj čierno-bielych cukrovitých bridlíc je typický aj pre medzevskú oblasť, kde sa naň priestorovo (aj geneticky) úzko viaže bučinský typ zlepenca.

Peliticko-siltovcové bridličnaté komplexy. Medzi Vyšnou Slanou a Ochtinou je centrálna časť výplne sedimentačného bazéna hraničnej zóny, ktorú reprezentujú bridličnaté série. Sekvencie v nadloží s karbonátmi sú viac pelitické, laminované a vo vrchnej časti vždy s prevládajúcimi zelenými bridlicami, vyššie často s mocným komplexom zeleného pieskovca. Fácia v podstate zodpovedá ochtinskému súvrstviu, ktoré bolo doteraz vyčlenené hlavne na Z od Ochtinej. Tento súbor bridlíc laterálne smerom na gemerikum pomerne rýchlo prechádza do psamitov a zlepencov a k veporickému okraju rovnako do komplexu laminovaných bridlíc s početnejšími vložkami pieskovca. Aj keď spodnejšie časti bridličnatých sérií sú prevažne tmavosivé až čierne a vrchné viac zelenkasté, striedanie sa obidvoch základných farebných variet je pre túto oblasť typické. Čierne a zelenkavé bridlice sa striedajú nielen vo vrstvách a v mocnejších polohách, ale aj v rámci lamín. Smerom k okraju veporika v bridliciach pribúda piesčitej zložky.

Črmeľská oblasť mala rovnaký vývoj bridličnatých sérií ako západná časť.

Zo sumarizujúcich úvah vychodí, že mladopaleozoické (hlavne karbónske) vývoje sú litologicky veľmi pestré, a to ani nie tak pre členitosť bazéna, ako skôr pre vplyv veľmi pestrého zloženia zdrojovej oblasti sedimentujúceho materiálu, a tým aj pre spodobňovanie litologických súborov podložia. Z toho vychodí, že regionálnu platnosť istej litostratigrafickej jednotky pre veľmi rýchlo sa meniace faciálne podmienky, ktoré sú typické pre menšie oblasti ich rozšírenia ťažko predpokladať. Preto je vhodnejšie používať pomenovanie podľa lokálnych vývojov karbónu, resp. mladšieho paleozoika, a to rudniansky, mlynský, dobšinský, hámorský, struženícky (Dobšinského potoka), kilhovský, dúbravský, radzimský, bučinský (slanský), rožňavský, črmeľský, ružínsky, medzevský vývoj a ďalšie vývoje na S gemerika.

Mlynský vývoj karbónu je žľabový s pelitmi a karbonátmi, dobšinský hrastový s hrubými klastikami a karbonátmi, hámorský je na svahu bazéna, na ktorý nadväzuje struženícky, t. j. pieskovcovo-bridličnatý s mohutným vývojom karbonátov; kilhovský vývoj mladšieho paleozoika je pribrežný s hruboklastickou sedimentáciou na veporickom podloží, slanský sa podobá kilhovskému, ale je na gemerickom podloží. Podobný je aj rožňavský vývoj. Potom je to dúbravský a radzimský ako centrálno-bazénový s peliticko-karbonátovými komplexmi. Uvedené vývoje karbónu sa odlišujú aj geochemicky (Bartalský, 1992).

Podrobnejšie litostratigrafické členenie by malo zmysel azda len pri označovaní typických litologických členov, napr. zlatnícke pieskovce (zelený pieskovec), hámorské vrstvy (ponechať zaužívaný názov), struženícke vápence, rejdovské kvarcity, kilhovské zlepence, radzimské vápence, ždiarske vápence, magurské vápence, cipovské zlepence, bučinské zlepence, zlepence Filipky, pieskovce Spúšťadla, rochovské bridlice, šugovské vápence, ružínske vápence, črmeľské zlepence a pod. Išlo by o záplavu názvov, ktorá by sa ťažko zapamätala, ale pravdepodobne to bude nevyhnutné. Niektoré názvy sú už historické, treba ich prevziať a redefinovať. Pre jednoznačnosť obsahovej náplne vývojov by to azda bolo aj rozumné, pretože väčšina navrhnutých názvov jasne prezrádza charakter litotypu, faciálneho vývoja, ba aj zdrojovú oblasť a pod., ale litostratigrafické členenie si vyžaduje podrobné rozpracovanie.

Diskusia a interpretácia

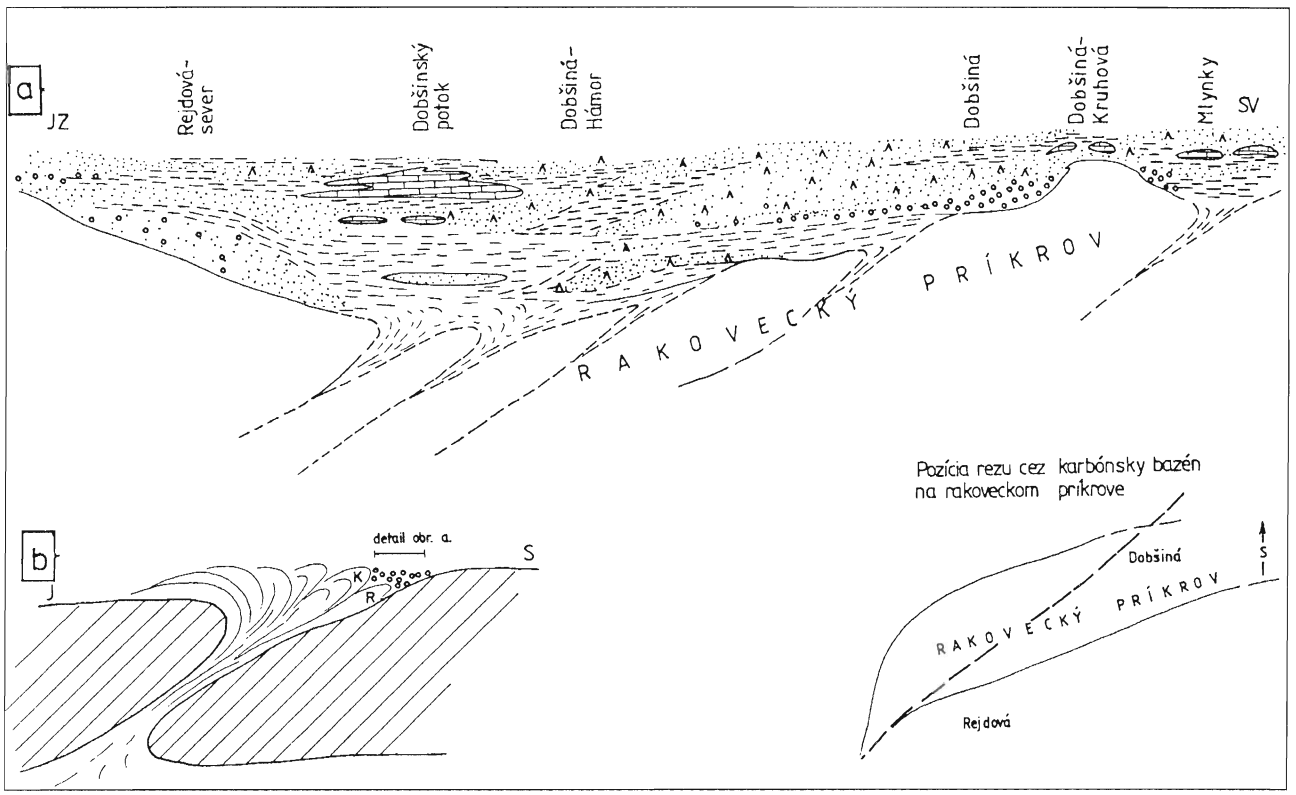
Litostratigrafická a litofaciálna problematika

Uvedený súbor údajov na jednej strane potvrdzuje staršie predstavy o geologickom vývoji skúmaných území, t. j. náhľady Šufa, Fusána, Snopka a i., ale na druhej strane zásadne mení pohľad na vzťah obalových sekvencií mladšieho paleozoika v hraničných zónach veporika a gemerika, na geotektonické pozadie vzniku týchto bazénov, na ich zdrojové oblasti, na celkovú litostratigrafiu, tektonické prepracovanie a z toho prameniace prognózne hodnotenie územia z hľadiska výskytu nerastných surovín.

Z našich pozorovaní vychodí, že terajšie členenie mladopaleozoického obalu veporika je problémové. Za obal veporika sa považovali iba kvarcitícko-arkózovité sedimenty, ktoré sa označovali ako juhoveporidný perm (Fusán, 1957; Fusán, red., 1963) a neskôr ako rimavské súvrstvie (Vozárová a Vozár, 1982), tiež zodpovedajúce permu. V našom chápaní to zodpovedá kilhovským kvarcitom a zlepencom. To, čo sa v súčasnosti označuje ako slatvinské súvrstvie (Vozárová a Vozár, 1982) a zaraďuje do karbónu - stefanu C-D (Planderová a Vozárová, 1978), sa predtým pokladalo za prekambrickú kohútsku zónu veporika (Zoubek, 1936; Zoubek a Máška, 1961), novšie za staršie paleozoikum (napr. Fusán et al., 1963, a i.).

V tomto chápaní ležali kvarcitícko-pieskovcové komplexy ako obalový perm aj na kohútskej zóne, resp. teraz na slatvinskom súvrství. Táto ich superpozícia sa zachovala aj po litostratigrafickom premenovaní jednotiek s tým, že obidve jednotky sú obalové: spodná, v podstate bridličnato-prachovcový súbor hornín (slatvinské súvrstvie), je karbónska a nadložná jednotka (rimavské súvrstvie), v podstate s hruboklastickým vývojom, permská (spodný perm podľa Planderovej a Vozárovej, 1982). Takýto vzťah obidvoch jednotiek sa dá interpretovať podľa pomerov na Z od Ochtinej, ale tam je tektonické zblíženie všetkých jednotiek väčšie ako na východnom okraji veporika (Čierna Lehota - Rejdová). Podľa pomerov na východnom okraji veporika usudzujeme, že horniny rimavského súvrtvia sú okrajovou (pribrežnou) fáciou sedimentačného bazéna a horniny slatvinského súvrstvia prechodnou fáciou k centrálnobazénovým typom fácií. Preto ich nepovažujeme za litostratigrafické jednotky so superpozičným vzťahom spodná - vrchná alebo staršia - mladšia, ale za laterálne vývoje toho istého sedimentačného priestoru s prstovitým prelínaním sa obidvoch fácií a lokálne aj s rozdielnymi vývojmi (napr. s dominujúcim vývojom jednej či druhej fácie). Obidva názvy treba ponechať najmä na vyjadrenie horninového obsahu jednotky, teda ako faciálne vývoje.

Problematika karbonátov. K obalu veporika v hraničnom území gemerika patrí aj séria Foederata (Rozlozsnik, 1935; Schönenberg, 1946) = struženícka jednotka (Maheľ, red., 1967) = federátska skupina (Vozárová a Vozár, 1988), ktorá sa pokladá za mezozoickú (Maheľ, 1967, a i.), resp. predtým za karbónsku (Máška, 1958). Skoršie a aj naše výskumy poukazujú na primárnu spätosť karbonátov s podložnými hámorskými vrstvami (Máška, 1959), ako aj s kvarcitícko-pieskovcovými sekvenciami patriacimi do rimavského súvrstvia, ale aj so zelenými pieskovcami (tzv. karbónskymi diabázami) dobšinského vývoja karbónu. Federátsku skupinu, predovšetkým jej spodnú časť, kde je striedanie karbonátov a čiernych karbonatických bridlíc a piesčitých vápencov s polohami sľudnatých pieskovcov pokladáme za karbónsku, resp. mladopaleozoickú korelovateľnú s tzv. ružínskou jednotkou (aspoň s jej spodnou časťou) v črmeľskej oblasti (Maheľ, 1967), ale aj so spodnými karbonátovými komplexmi Radzima, s karbonátmi Zádaru, Dúbravy (faciálna podobnosť je iba so spodnou časťou karbonátového súvrstvia), ktoré Fusán (1959) nazval dúbravské vrstvy



Obr. 3. a - Litofaciálny rez karbónskymi sekvenciami v severnej časti gemerika s rakoveckým ofiolitovým komplexom v podloží (oblasť medzi Dobšinou a územím severne od Rejdovej), detail z obr. b, b - geotektonická pozícia karbónskeho bazénu v akrečnej prizme staršieho paleozoika (s vyznačením pozície detailu a), R - rakovecký príkrov, K - kojšovský príkrov. Vysvetlivky pri obr. 1.

Fig. 3. a - Lithofacial cross-section through the Carboniferous sequences on the northern margin of Gemericum with the Rakovec ophiolitic complex in the underlier (area Dobšiná - Rejdová-north), detail from the Fig. b, b - geotectonic position of Carboniferous basin in the Early Variscan accretionary prism (with the position of detail in the cross-section a), R - Rakovec nappe, K - Kojšov nappe. For explanation see Fig. 1.

a ktoré až neskôr Mello (in Bajaník et al., 1984) zaradil do meliatskej skupiny. Pritom spodnú časť toho istého karbonátového horizontu pri Ochtinej doložili karbónskou faunou a flórou viacerí autori, naposledy Kozur et al. (1976) a pomocou konodontov stanovili jeho vek na vrchný visén.

Aj karbonátové horizonty v medzevskej oblasti (Šugov, ale aj pri Hačave v južnom pruhu; obr. 4) sa považovali za karbónske (korelovali sa s dúbravskými vrstvami, Snopko et al., 1970). Ich spätosť s podložnými karbónskymi sekvenciami vrátane glaukofanitov je dostatočne preukázaná. Veď napr. zlepence Golátu sú totožné s bučinskými, biele a zelené pieskovce sú rovnaké južne od Golátu, ako aj na Spúšťadle a v obidvoch oblastiach sú v asociácii s karbonátmi, podobne ako aj cukrovité bielo-čierne bridlice. Mezozoický vek časti karbonátov sa zistil pomocou konodontov (Mock in Mello et al., 1975), príp. aj palinomorf (Planderová, 1979), ale napr. medzi Šugovom a Hačavou sú aj triasové karbonáty a v zmysle našej interpretácie vývoja hraničných mladopaleozoických bazénov sa v nich môže nachádzať kontinuitný horninový sled od karbónu až do triasu. Z toho je zrejmé, že triasový vek istých karbonátových horizontov treba očakávať, ale nemožno ho prisúdiť všetkým karbonátovým komplexom, nepochybne sa vyskytujúcich v karbónskych komplexoch.

Z toho usudzujeme o prítomnosti meliatskeho vývoja v hraničných zónach veporika a gemerika, ale nie iba v stratigrafickom chápaní meliatskej skupiny, ale aj z geotektonického hľadiska ako postkonvergentný mladopaleozoicko-mezozoický vývoj iniciálnych sedimentačných bazénov, ktoré sa stali zárodkami mezozoického bazéna. Je nepravdepodobné, že to bol všade kontinuitný vývoj. Na prerušenie sedimentácie alebo krátkodobé imerzie poukazujú polohy pieskovcov a kvarcitov vyskytujúcich sa s karbonátmi.

K problematike karbonátov ešte uvádzame, že spodná časť ružínskej série, ktorú Maheľ (1967), Jacko (1979, 1982) a iní pokladajú za jurskú, by tiež patrila mladopaleozoickému vývoju, ako sme to podľa výsledkov vrtu SGR-V-10 interpretovali už skôr (Grecula et al., 1977; spodná časť, čierne karbonáty s čiernymi bridlicami a sľudnatými pieskovcami, by mohla byť karbónska; tá pozvoľne prechádza do pestrých vápencov s fialovými a zelenými bridlicami a s polohami kvarcitov a evaporitov, by mohla zodpovedať permu až triasu, prípadne až jure). S karbonátmi ružínskej série sú späté aj svetlé kvarcity (Fusán et al., 1963; Jacko, 1975, 1979 ich považujú za perm) a sľudnaté pieskovce alebo čierne bridlice podobne ako v oblasti Dobšinského potoka, ktoré však Jacko (1982) dáva do spodnej časti tzv. permského kvarcitického obalu a považuje ich za karbón.

Čremelská oblasť. Máška (1957) v čremeľskej hraničnej oblasti vyčlenil čremeľskú sériu (= čremeľská skupina, Grecula, 1977, 1982) a vekovo sa korelovala so starším paleozoikom, a to s fylitovo-diabázovou sériou (Maheľ, 1953; Máška, 1957; Fusán, 1959) alebo s gelnickou sériou, resp. skupinou (Grecula, 1977, 1982), alebo sa jej časť dávala aj do spodného karbónu (Maheľ, 1953). Snopková (in Bajaník et al., 1984) na základe sporomorf prisúdila čremeľskej skupine vek vrchný turnén - visén. Za karbónsku ju pokladali aj ďalší autori (Jacko, Sasvári, Rozložník, Slavkovský a i.). Naše pôvodné úvahy o jej staropaleozoickom veku sme po prácach v rámci úlohy Spišsko-gemerské rudohorie-geofyzika, upravili a celú čremeľskú skupinu, nie iba jej východný lem, považujeme za mladopaleozoickú s možným vývojom do triasu a jury. Jej litologická náplň je korelovateľná s vývojmi v hraničnej zóne Ochtiná - Dobšiná (obr. 1 a 2). Podobne ako tam aj v čremeľskej oblasti treba litostratigrafické členenie Bajaníka a Vozárovej (in Bajaník et al., 1984: bazálne súvrstvie - - droby, pieskovce; stredné - vulkanity s polohami tmavých bridlíc a siltovcov a vrchné - prachovce, ílovce, karbonáty) modifikovať. Našu predstavu ilustruje obr. 2 a 6.

Treba ešte spomenúť, že pruh magnezitového karbónu (ochtinské súvrstvie) z Bankova pri Košiciach podľa pravostranného posunu pokračuje na Z od Kavečian (Abonyi, 1971; výskyt magnezitu pri Kavečanoch umiestnil do rakoveckej skupiny) a s prerušeniami až po Margecany. Indikujú ho aj geofyzikálne metódy, a to aj hlbšie pod povrchom (Grecula a Kucharič, 1992). To nás vedie k úvahe o možnom výskyte Mg karbonátov v uvedenom pruhu na dvoch až troch miestach.

Ochtinské a hámorské súvrstvie (patriace do dobšinskej skupiny) vo východnej (čremeľskej) hraničnej zóne sú súčasťou čremeľskej skupiny, čo nie je veľmi vhodné, lebo to isté súvrstvie sa zaraďuje do dvoch skupín. Ak sa má zachovať názov čremeľská skupina, potom vývoj s karbonátmi podobný ochtinskému súvrstviu je lepšie označiť iným názvom, napr. bankovské súvrstvie. Hámorské súvrstvie v čremeľskej skupine nemá väčšie rozšírenie.

Problematika zlepencov. Do dobšinskej skupiny v okrajovej zóne gemerika patrí aj rudnianske súvrtvie (Bajaník et al., 1984), v ktorom okrem bindtiansko-rudnianskych zlepencov sú aj iné typy zlepencov, a to v okolí Dobšinej (zlepence a pieskovce s materiálom podložného rulovo-amfibolitového komplexu) a v čremeľskej oblasti, kde sa väčšinou vyskytujú pri styku s permským súvrstvím. Tu tento typ zlepencov je polymiktný, s dobre opracovaným materiálom (prevaha obliakov kremeňa), ale vždy s rozdielnym zastúpením klastickej sľudy v tmeli. Farba je sivá až čierna. Časté sú vložky sivého až čierneho drobového pieskovca a bridlice. Zlepenec tohto typu je pri Dobšinej na báze karbónu, ale v čremeľskej oblasti je to problematické a nie je ani vylúčené, že je vo vrchnej časti karbónskych sekvencií v nadloží zeleného pieskovca a bridlice. Medzi Margecanmi a Žakarovcami tmavé a čierne zlepence postupne prechádzajú do fialových zlepencov permu. Podľa údajov z čremeľskej oblasti usudzujeme, že aj keď sa sivé a čierne sľudnaté zlepence vyskytujú v podloží permských zlepencov a môžu byť jedným z najmladších karbónskych horizontov, nemusia byť zároveň aj najvrchnejším členom horninovej sekvencie karbónu (obr. 1 až 4). Znamená to, že sú najmladšou pribrežnou fáciou rozširujúceho sa mladopaleozoického bazéna, ktorú neskôr tiež vystriedala zlepencová fácia, ale už permská. Nie je to ojedinelý problém zlepencových polôh v karbóne alebo perme. Zvyčajne sa pokladajú za bazálne, ale nie je to pravidlo.

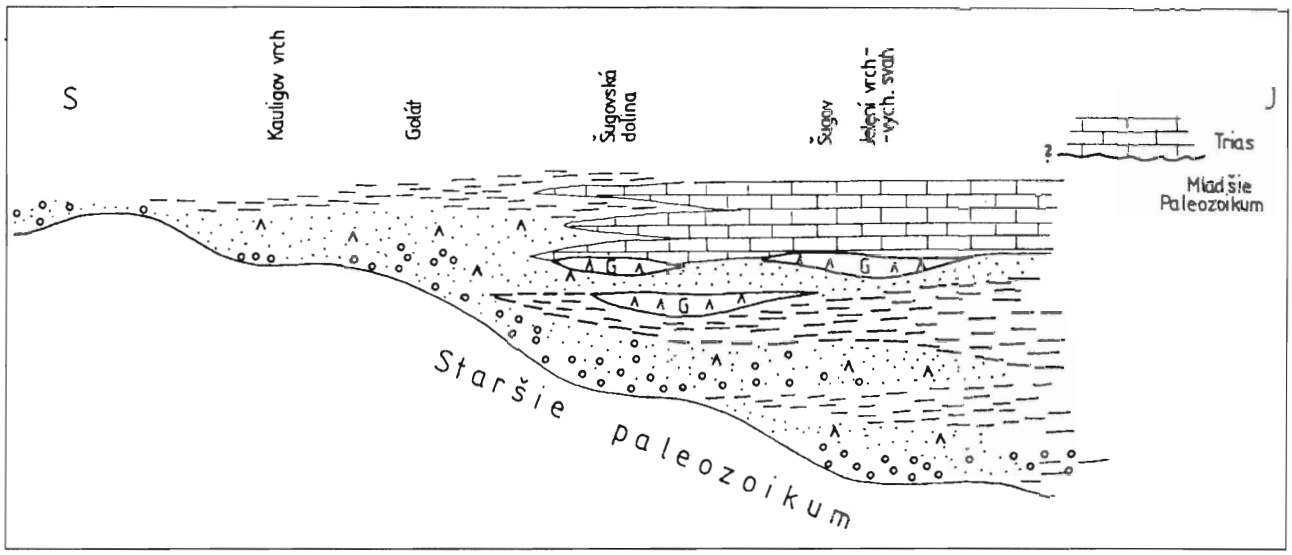
Aj bindtiansko-rudnianske zlepence (Krist, 1954) ako súčasť rudnianskeho súvrstvia sa považujú za bazálne (Vozárová a Vozár, 1988). Miestami takúto pozíciu majú, ale údaje z prieskumných prác a z geologického mapovania vrátane geofyzikálnych meraní dokumentujú, že sú často v nadloží komplexu čiernych bridlíc. Všeobecne známy charakter týchto zlepencov prezrádza, že by to mohli byť aj kanálové sedimenty alebo olistostrómy s olistolitmi veľkosti do 1 m, často zložené z exotických (voči podložiu) hornín. Naše práce poukazujú na to, že ich laterálnym ekvivalentom sú zelené zrnité pieskovce (podobné tmelu bindtiansko-rudnianskych zlepencov).

Predchádzajúce úvahy možno uzavrieť konštatáciou, že zlepencové komplexy nemajú v litostratigrafickej škále karbónu stabilnú pozíciu v ochtinsko-dobšinskej hraničnej zóne ani v karbónskom bazéne s podložím rakoveckého komplexu.

Kým zlepencové sekvencie v ochtinsko-dobšinskej oblasti sú v podstate pribrežnou fáciou, na S gemerika sú buď pribrežnými sedimentmi (typ dobšinských zlepencov sivej až čiernej farby), alebo sú to kanálové a olistostrómové fácie typu bindtiansko-rudnianskych zlepencov, čomu zodpovedá aj ich nestála pozícia v litostratigrafickej škále karbónu. Znamená to, že sa môžu vyskytovať vo všetkých súvrstviach dobšinskej skupiny. Zodpovedal by tomu aj rozdielny vek makroflóry v pieskovci z rozličných lokalít, ktorý je od namúru B - C po vestfál C (Rakús, 1932; Bouček a Přibyl, 1960; Vachtl, 1938; Němejc a Obrhel, 1958).

Problematika vulkanitov. Dôležitou otázkou karbónskych súvrství je, ako sme už spomenuli, či v karbóne bol synsedimentárny vulkanizmus. Po tom, čo značne mocné masy (100 - 150 m) tzv. diabázových hornín pri Mlynkoch a v oblasti Bindtu vyčlenil z fylitovo-diabázovej série Ogurčák (1954), Pecho a Popreňák (1962) pri Rudňanoch, Poráči a Závadke a Rozložník (1963) v Dobšinej a zaradili ich do karbónskych sekvencií, obsahovali karbónske súvrstvia miestami podstatne viac diabázov a ich pyroklastík ako rakovecký komplex staršieho paleozoika. Z našich prác vychodí, že takmer všetky tzv. diabázové horniny karbónu sú resedimentovaným materiálom z rozrušených hornín podložia, t. j. z rakoveckého komplexu, a predstavujú rozličné typy zeleného pieskovca a zelenej bridlice, s ktorými asociuje aj bindtiansko-rudniansky zlepenec. Sedimentárnej povahy sú nielen textúrne a štruktúrne znaky týchto hornín. Z platňovotektonického pohľadu nemožno si nevšímať ani otázku možnej prítomnosti bazaltov v karbóne.

Ak je karbónsky bazén v podloží s rakoveckým komplexom typom zvyšného bazéna po ranovariskej konvergencii s ešte prevládajúcim kompresným režimom, nemožno očakávať, že by v takomto geotektonickom pro-



Obr. 4. Litofaciálny vývoj vrchného paleozoika južne od Medzeva. Vysvetlivky pri obr. 1.
Fig. 4. Lithofacial development of the Late Paleozoic south of Medzev village. For explanation see Fig. 1.

stredí panovali podmienky vhodné pre vrchnoplášťový bazaltový vulkanizmus tholeiitickej povahy, ako to opisuje Bajaník (1981).

Klastické sedimenty (zlepence, gravelity, pieskovce s vložkami bridlíc) vyskytujúce sa na gemerickom okraji (pobreží) bazéna patria do významného litologického súboru hraničnej zóny, najmä južnej a západnej. Medzi Henckovcami, Roštárom a Štítnikom je mocný komplex sivých polymiktných (s prevládajúcimi obliakmi kremeňa) zlepencov a gravelitov, ktorých autochtónna pozícia na porfyroidoch a fylitoch staršieho paleozoika jedľoveckého príkrovu je nepochybná. Najmä gravelity ťažko v teréne odlíšiť od podložných porfyroidov staršieho paleozoika, z ktorých pochádza zdrojový materiál gravelitov. Preto sú aj v rozšírení karbónskeho súvrstvia na mapách rôznych autorov rozdiely a rozličné je aj jeho vekové začleňovanie. Šuf (1936) tento zlepencovo-pieskovcový vývoj označil ako rožňavsko-železnickú sériu a zaradil ho do permu, kým pieskovce, bridlice, vápence, glaukofanity, bazalty do karbónu (neskôr Šuf, 1939, všetky komplexy dal do permu; ako zaujímavosť uvádzame, že do tejto série začlenil aj mocné komplexy metapieskovcov v oblasti Jedľovca (Fichtenhübel), Medzeva, Drnavy, ktoré Fusán, 1957; Grecula, 1959, a ďalší zaradili do staršieho paleozoika). Máška (1957) túto sériu premenoval na železnícko-jasovskú (perm), s vývojom zlepencov a pieskovcov na spodku (hrádocké vrstvy), s bridličnato-pieskovcovým vývojom v strede (zádielskej vrstvy) a s peliticko-karbonátovým vývojom hore (jelšavské vrstvy). Máška (l. c.) uvažuje o kontinuitnom vývoji permského súvrstvia na J gemerika. Fusán (1959) uvedené komplexy pokladá za karbónske, resp. za tzv. juhogemeridný karbón. Oproti Máškovi (l. c.) karbonátový horizont umiestnil do stredu karbónskej sekvencie a vrchné súvrstvie podľa neho tvorili opäť zlepence, bridlice, ale navyše aj efúzie kremenitých porfýrov. Vychádzal najmä z pomerov v oblasti Golátu, kde podľa neho materiál porfýrov bol nielen v tmeli zlepencov, ale tvoril aj samostatné polohy, aj spolu s polohami silexitov. Podľa našich prác tieto horniny predstavujú redeponované kyslé vulkanity zo staropaleozoického podložia, a to tak tmel zlepencov včítane obliakov porfyroidov, keratofýrov a ryolitov, ako aj polohy prúžkovaných bielych a sivých pieskovcov s prúžkami zelenkastých až ružovkastých afanitických hornín rovnakého pôvodu ako zrnité pieskovce. Rovnako ako Fusán (1959) vývoj zlepencov Golátu porovnávame s bučinskými zlepencami a biele, sivé a zelenkavé pieskovce korelujeme s vývojom v oblasti Spúšťadla na V od Brdárky. Medzi zlepencami a pieskovcami je pozvoľný prechod.

Novšie Reichwalder (1973) celý súbor hornín „juhogemeridného karbónu" začlenil do permu, resp. karbonátový horizont z neho vyčlenil a zaradil do mezozoika (meliatska skupina, Reichwalder, 1973; Vozárová, 1973, Bajaník et al., 1984). Na základe mezozoických konodontov Mello et al. (1983) aj výskyty na Z od Rožňavy, pri Petrove a Brdárke začlenil do meliatskej skupiny. Naše výsledky toto „prerad'ovanie" celkom nepotvrdzujú, a ako sme už uviedli, patria do mladopaleozoického vývoja, ale lokálne sa mohli zachovať erozívne zvyšky karbonátovo-bridličnatých horizontov reprezentujúcich kontinuitný prechod do tzv. meliatskeho vývoja.

Aj keď bučinské zlepence (bučinské vrstvy, Fusán, 1959) na Z od Kobeliarova majú odlišný vývoj ako typické rožňavské zlepence, patria do toho istého faciálneho a vekového vývoja mladopaleozoického bazéna, avšak vznikali v inom priestore a s odlišnou zdrojovou oblasťou. Bučinské zlepence vznikli z materiálu ryolitového a bazaltovo-keratofýrového vulkanizmu staršieho paleozoika s prechodmi do (už spomenutých) bielych a zelených pieskovcov (iní autori ich označujú ako vulkanity). Prechodným členom medzi rožňavskými a bučinskými zlepencami by mohli byť zlepence na Z a J od Kobeliarova, v ktorých sú časté vložky čiernych a zelených bridlíc, ako aj pieskovcov.

Bučinský vývoj zlepencov na S prechádza do zlepencovo-pieskovcového vývoja Cipovej (Németh, 1992) s charakteristickým polymiktným vývojom a s farbou od čiernej cez zelenú až po bielu. Príznačné pre vývoj Cipovej je postupné pribúdanie sivých a sivozelenkavých a bielosivých gravelitov, ktoré smerom na Vyšnú Slanú prevládajú a striedajú sa so zelenými a čiernymi bridlicami (Návesňák a Gazdačko, 1992).

Sú aj ďalšie vývoje hruboklastickej sedimentácie (zlepence), ale sú lokálne, aj keď často ide o veľmi typické vývoje. Napr. zlepence Filipky (Snopko, 1966) s obliakmi kremeňa v bridličnatom tmeli sú silne mylonitizované, ale lokálne aj s vápenatým tmelom.

Geotektonické pozadie vrchnopaleozoického vývoja

Pred sedimentáciou mladopaleozoických komplexov sa odohrali kolízne udalosti ranovariskej etapy. Tieto konvergentné procesy vytvorili ranovariský akrečný teran s nahromadením šupín a príkrovov vytlačených z karpatskej časti staropaleozoickej tetýdnej zóny. Z geotektonického hľadiska treba spomenuté zistenia ešte doplniť nasledujúcim.

V oblasti rozšírenia rakoveckého príkrovu:

1. V priestore tvorenom akréčnymi komplexmi rakoveckého teranu sa vytvoril zo zvyškov staropaleozoického sedimentačného priestoru karbónsky sedimentačný bazén. Jeho horninová náplň je oveľa menej hruboklastická ako v ochtinsko-dobšinskej časti.

2. Spodné časti karbónskych súvrství sú tektonicky prepracovanejšie ako vrchné, resp. ako permské sekvencie. Platí to aj o metamorfnom prepracovaní.

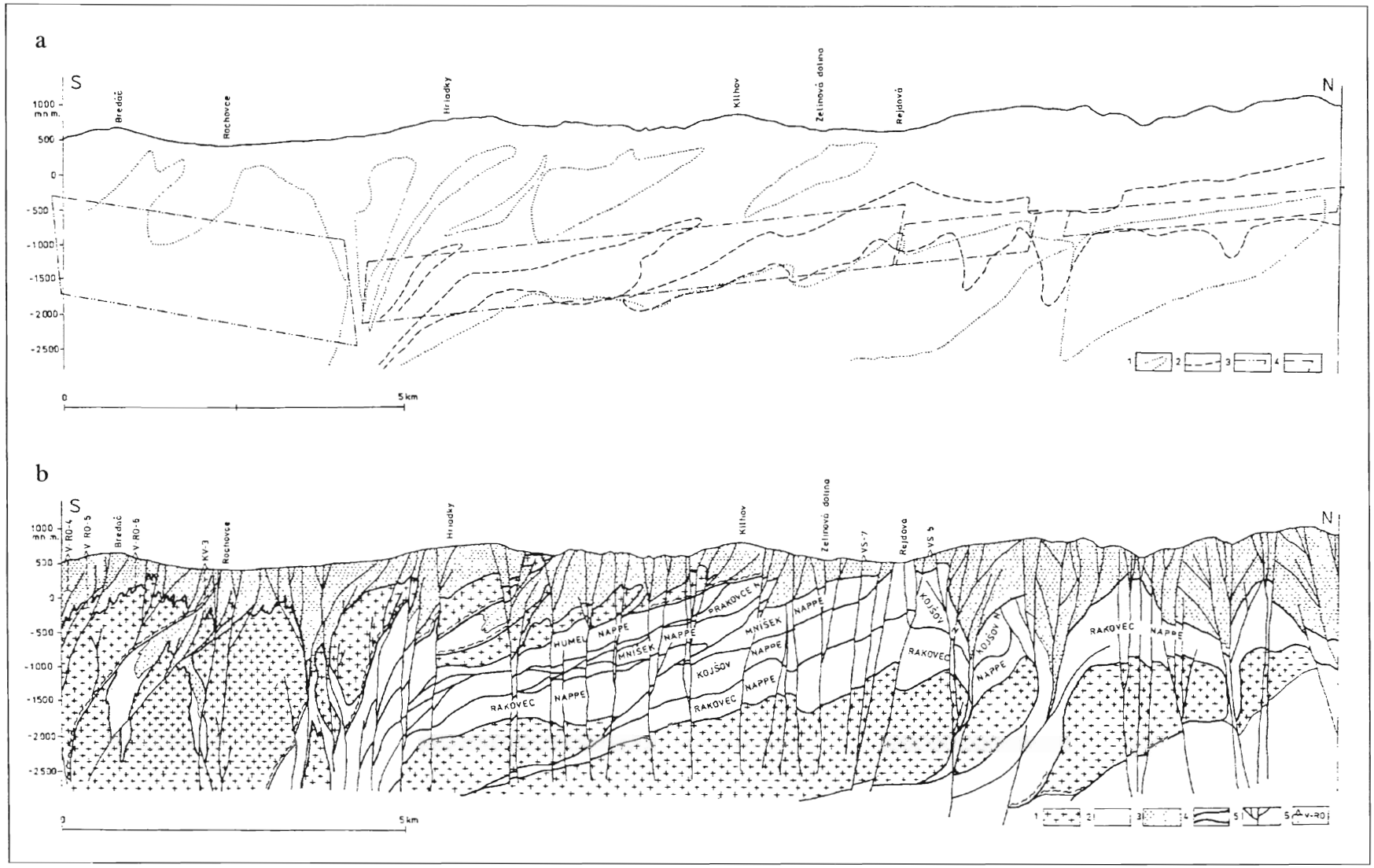
3. Vývoj rudných žíl v karbónskych horninách na S gemerika patrí v gemeriku medzi najlepšie, kým v ostatných oblastiach je to naopak.

4. Permské sekvencie sú od karbónskych výrazne oddelené. V ostatných územiach uvažujeme aj o možnom, takmer plynulom horninovom slede karbón - perm.

Z poznatkov z klasických oblastí platňovo-kolíznych procesov sa dá usudzovať, že sa v akrečnej zóne po vytlačení výplne staropaleozoického bazéna lokálne zachovali „morské" oblasti typu zvyšných bazénov (v zmysle Dickinsona, 1974; Miala, 1984; Ingersolla, 1988) medzi kolidujúcim kontinentálnym okrajom a ostrovno-trenčovým systémom, ktoré boli potom subdukované alebo deformované v zóne veľkých sutúr. Preto ich napr. Maill (1984) označuje aj ako intrasutúrové bazény vznikajúce v zóne kolízie alebo na okraji kontinentálnej platne. V zmysle Grahama et al. (1976) sú tieto bazény vyplnené „sedimentmi z orogénneho pásma vzniknutého kontinentálnou kolíziou, ktoré vznikali pozdĺžne orientovanými deltovými komplexmi prechádzajúcimi do zvyšného, pôvodne oceánskeho bazéna ako turbidity. Následne boli deformované a inkorportované do orogénneho pásma ako pozdĺžna kolízna sutúra". K takému typu zvyšného bazéna patrí aj severogemerický karbónsky bazén sformovaný na akrečnom terane v podloží hlavne s rakoveckým vývojom staršieho paleozoika. Sú aj ostatné karbónske bazény na hranici s gemerikom typmi zvyšného bazéna ? To je už menej jasné, ale nie vylúčené, pretože v zmysle uvedených autorov môže ísť o viac zvyšných izolovaných bazénov, ale postupne splývajúcich do jedného sedimentačného bazéna (čo by mohol byť aj náš prípad). Pri doznievaní kolíznych procesov bazény zanikali a po istom čase ako výsledok začínajúceho sa alpínskeho riftingu (aj v tom istom priestore, kde boli karbónske bazény) vznikali nové extenzné bazény aj so sprievodným alkalickým vulkanizmom (permské a triasové vulkanity).

O type bazénu, v akom vznikali hraničné gemericko-veporické karbónske sedimenty uvažujeme z hľadiska platňovej koncepcie variskej etapy vývoja Západných Karpát, príp. počiatočných etáp alpínskej epochy. V zásade možno konštatovať, že karbónsky, resp. mladopaleozoický bazén vznikol na ranovarisky stvárnenom podloží, že sedimenty tohto bazéna prekrývajú stykovú zónu veporika a gemerika a že ide o jeden spoločný bazén. Súčasný obraz rozloženia sedimentov v ochtinsko-dobšinskej oblasti naznačuje, že hruboklastické sedimenty na okrajoch bazéna indikujú jeho okraj a peliticko-karbonátové komplexy centrálnobazénovú časť. Karbónske, ale ani permské sedimenty nemuseli pokrývať celú oblasť gemerika. Iná interpretácia toho istého faktu naznačuje, že bridličnato-karbonátové vývoje nereprezentujú pôvodnú osovú časť bazéna, ale iba alpínsky sformovanú štruktúru - synklinálu pozdĺž zlomov smeru S - J (poklesy a zdvihy) a zlepencovo-pieskovcové komplexy nie sú okrajovými (pobrežnými) sedimentmi, ale v podstate bazálnymi časťami karbónskeho sledu. Tieto časti sa odkryli ako výsledok výzdvihu blokov po zlomoch smeru S - J tak na strane gemerika, ako aj veporika, z ktorých vyššie litostratigrafické sekvencie odstránila erózia. Na postupne sa dvíhajúcich blokoch smerom dovnútra gemerika i veporika sa v dôsledku erózie nezachovali ani bazálne zlepence. Takúto interpretáciu vývoja mladopaleozoického bazéna môžeme prijať (podobne to interpretoval napr. aj Snopko, 1966). Podporujú ju aj pásma mladopaleozoických hornín zaklinené na mnohých miestach do veporika s priamym nadviazaním na také isté horniny v stykovej zóne (napr. oblasť na Z od Rejdovej, na Z od Dobšinského potoka a pod.). Ktorá z interpretácií je pravdepodobnejšia ťažko rozhodnúť, ale napr. na J od Dobšinej ležia permské zlepence autochtónne na horninách kojšovského príkrovu bez sedimentov karbónu, čiže erózia karbónskych súvrství by musela byť už pred permskou sedimentáciou.

Ak sa prijme alternatíva, že ochtinsko-dobšinská oblasť aspoň naznačuje pôvodný obraz jednej časti mladopaleozoického bazéna, potom sa treba zaoberať jeho podložím. Z toho zároveň rezultuje, že pri nástupe karbónskej sedimentácie podložie už bolo sformované približne do dnešnej podoby a že gemerické tektonické jednotky už boli na veporikum nasunuté. Ale z geofyzikálnych údajov vychodí, že gemerické príkrovy tu celkove majú iba malú mocnosť, že sa zachovali iba horizontálne ležiace časti (transportné horizonty) príkrovov a hlavná masa príkrovových telies bola oderodovaná. To však znamená, že ochtinsko-dobšinská časť bazéna vznikala v extenznom režime s veľkými vertikálnymi pohybmi blokov, tak silne denudovanými, že podstatnú časť staropaleozoických



Obr. 5. Geologický profil západnou časťou gemerika znázorňujúci variské a alpínske tektonické štruktúry - interpretácia geofyzikálnych modelov: a - Dvojrozmerný gravimetrický a magnetický model v západnej časti gemerika (Mikuška a Kucharič, 1992): 1 - ľahké hmoty, 2 - ťažké hmoty, 3 - magneticky ľahké hmoty, 4 - magneticky ťažké telesá; b - Geologický rez: 1 - granitoidy a kryštalinické komplexy, 2 - horninové sekvencie staršieho paleozoika, 3 - horninové sekvencie mladšieho paleozoika, 4 - variské príkrovy, 5 - alpínske štruktúry späté so strižnými a transpresnými zónami, 6 - vrt.

Fig. 5. Geological profile through the western part of Gemericum, demonstrating the Variscan and Alpine tectonic structures - interpretation of geophysical models: a - 2D gravimetric and magnetic model of the western part of Gemericum (Mikuška and Kucharič, 1992): 1 - light mass, 2 - heavy mass, 3 - magnetic light mass, 4 - magnetic heavy bodies; b - Geological cross-sections: 1 - granitoids and crystalline complexes, 2 - rock sequences of the Early Paleozoic, 3 - rock sequences of the Late Paleozoic, 4 - Variscan nappes, 5 - Alpine structures connected with the shear and transpressional zones, 6 - drill.

súvrství denudácia odstránila, a tak sa zachovali iba spodné, silne redukované časti príkrovových telies (podobne ako vo východnej časti gemerika). Takéto zlomovo-blokové tektonické pohyby by nevyhnutne museli byť ranovariské, resp. variské. Môže sa to interpretovať aj ako „pull-apartový" bazén v kompresnom režime medzi strižnými zónami, ktoré sú časťou kolíznych (transpresných) štruktúr (na frontálnom úseku kolízie je typická konvergencia s klastickými príkrovovými štruktúrami a v tyle medzi blokmi s horizontálnymi posuvmi vznikali malé bazény „pull-apartového" typu).

Obidve interpretácie predpokladajú, že pred sedimentáciou karbónu veľkú časť staropaleozoických hornín gemerických príkrovov odstránila denudácia, a to významnými vertikálnymi pohybmi blokov pozdĺž zlomov už pred sedimentáciou karbónu. Z geologickej mapy vyplýva, že sa každý západnejší veporický blok viac vyzdvihol, a tak sa eróziou hlbšie odkrýval variský styk gemerika a veporika a nasledujúcimi procesmi sa stal aj sedimentačnou oblasťou karbónu. Terajší obraz tohto priestoru by teda mal byť výsledkom výzdvihovej a poklesovej aktivity na zlomoch vo variskej etape (vzniku bazéna) a v alpínskej etape (deformácie výplne bazéna). Dešifrovaním týchto etáp v nižnoslanskom úseku sa zaoberá Németh (1994) a v košicko-margecianskom Gazdačko (1994).

Gemerikum v tektonickom obraze Západných Karpát

Pri akceptovaní predchádzajúcich interpretácií možno konštatovať, že sa Západné Karpaty horizontálnymi posunmi vysunuli z oblasti východného ukončenia Východných Álp o 400 - 500 km (napr. Royden, 1988, a i.) ako sústava blokov. Horizontálne posuny boli polyfázové, ale zhodne s viacerými autormi usudzujeme, že boli alpínske, napr. jurské až miocénne. Karbónske a mladšie bazény vznikali v domovskej oblasti, z ktorej horninová výplň bazénov (tektonicky sformovaná v mladších variských deformačných etapách) bola transportovaná v alpínskej epoche pričinením horizontálnych posunov spolu s podložnými staropaleozoickými jednotkami do dnešnej pozície. Ich súčasný tektonický obraz sformovali už spomenuté horizontálne posuny (strižné a transpresné zóny). Aj keď Centrálne Západné Karpaty boli vysunuté ako sústava blokov, z globálneho pohľadu boli jediným vysunutým veľkým megablokom, v rámci ktorého vzájomný posun blokov na strižných zónach už nebol 400 - 500 km, ale 2 - 5 km alebo i menej. Dokumentuje to geologická mapa gemerika (Grecula et al., 1992) a zodpovedajú tomu aj deformácie na strižných zónach. Významné hraničné strižné zóny medzi veľkými tektonickými jednotkami, ako je napr. margecianska (obr. 6), sprevádzala veľmi silná redukcia litologických jednotiek, intenzívna mylonitizácia, transponovanie priebehu litologických a tektonických jednotiek vrátane rudných žíl do smeru strižnej zóny, vznik sprievodných vrásových a foliačných štruktúr so systémom lineácií, striácií atď. (podrobnejšie pozri Gazdačko, 1994). V strižnej (skôr transpresnej) zóne s jedným prevládajúcim smerom pohybu (v margecianskej strižnej zóne s pravostranným pohybom) nie je komplementárny strižný systém výrazný a nesprevádzajú ho ani významnejšie deformácie hornín.

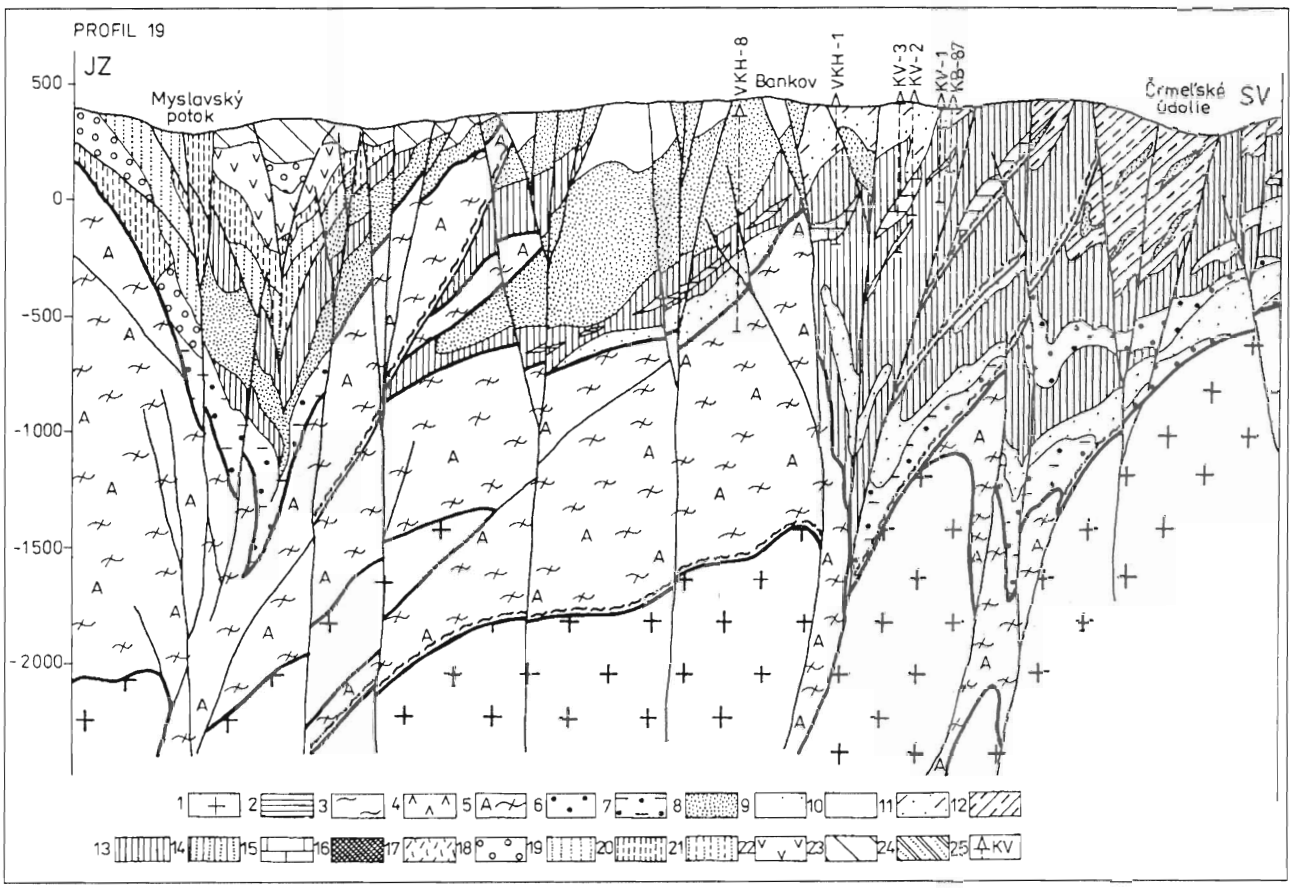
Iná situácia je v ochtinsko-dobšinskej oblasti (obr. 5), kde sú významovo rovnocenné obidva systémy strižných zón, t. j. smeru SV - JZ a SZ - JV. Dobre ich indikuje priebeh litologických jednotiek, mylonitizácia, ale v istom úseku sú evidentné deformácie iba jedného, v inom druhého systému strižnej zóny (Németh, 1994). Tak vznikol takmer chaotický obraz priebehu horninových jednotiek, avšak jednoznačne definujúci priebeh a význam strižných zón, usporiadanie blokov, ich veľkosť, rotáciu a pod. Strižné zóny tu vymedzujú aj styk gemerika a veporika, ktorý sa od priebehu na iných geologických mapách značne odlišuje. Je to v podstate zubovité prenikanie blokov veporika do gemerika a opačne pozdĺž obidvoch smerov strižných zón. Styk gemerika a veporika ešte skomplikoval mladší systém smeru zlomov S - J s vertikálnymi pohybmi, ktorý je miestami taký výrazný, že evidované rozhrania blokov sú iba na tomto zlomovom systéme.

Medzevská oblasť (obr. 7) je na posúdenie charakteru tektonických udalostí južného okraja gemerika malá. Aj v nej dominujú dva systémy strižných zón, ktoré rozmiestnili litologické jednotky do súčasného obrazu.

K problematike granitov hraničnej zóny gemerika a veporika

Pre hraničnú oblasť gemerika a veporika sú typické granitové intrúzie sprevádzané kontaktnou metamorfózou. Prevláda názor, že granity prenikli najmä pozdĺž lubenickej línie, v menšej miere po hrádockej línii. Keďže lubenickú líniu pokladajú viacerí autori za alpínsky fenomén, alpínsky vek sa pripisuje aj granitom. Kriedový vek granitu zaznamenalo aj K-Ar datovanie (Kantor, 1960), čo potom akceptoval rad autorov (Varga, 1963; Vozárová a Vozár, 1988, a i.). Kamenický (1977) považuje rimavský granit za predtriasový a opísal aj kontaktné účinky na karbónske horniny, ktoré v ostatnom období v súvislosti s rochovským granitom a Mo mineralizáciou podrobne opísala Vozárová a Krištín (1985). Ale starší autori sa v súvislosti s opisom kontaktnej metamorfózy na karbónske a permské horniny väčšinou prikláňali k variskému veku granitu. Varga (1963) hodnotil kontaktnú metamorfózu ako alpínsku a neskôr regionálnu metamorfózu hornín stykovej zóny považoval aj Vrána (1962) za alpínsku (regionálnu metamorfózu dávnejšie Máška a Zoubek, 1961, pokladali za asyntskú udalosť).

Kontaktná metamorfóza rochovského granitu na mladopaleozoické komplexy je evidentná v oblasti Rochoviec (Václav et al., 1988). Naše pozorovania väčšinu jeho údajov potvrdzujú, ale rozdielnosti sa objavujú pri veku granitu. Kontaktný účinok na karbónske horniny je evidentný, ale to neznačí, že je granit alpínsky. Rovnako je evidentné, že granit je spolu s horninami a kontaktne metamorfovanými komplexmi pozdĺž strižných zón porušený a premiestnený. Napr. šupinky biotitu (produkt kontaktnej metamorfózy) na mylonitizovaných vzorkách sú usmernené do smeru zbridličnatenia. Granit aj kontaktný dvor uvedené strižné zóny rozsegmentovali, čo sa



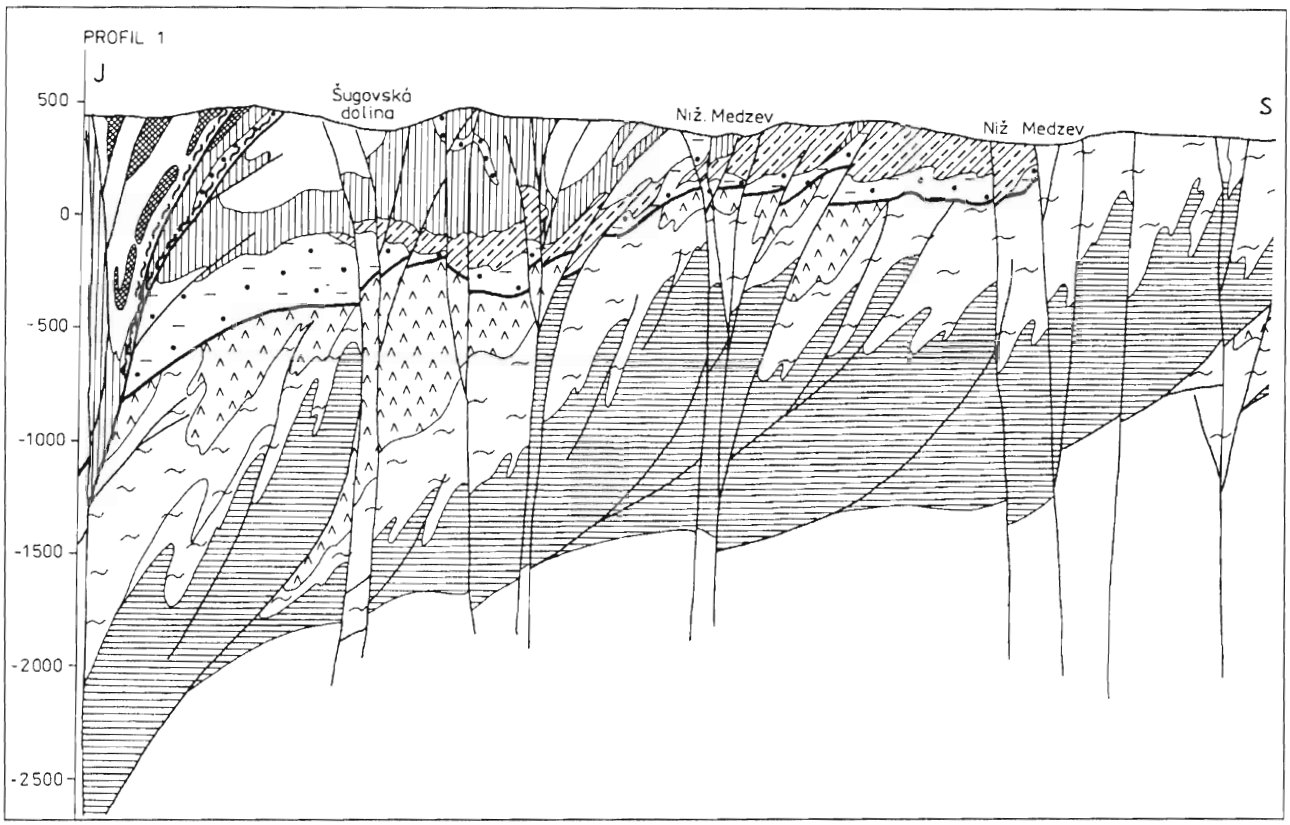
Obr. 6. Geologický rez súvrstviami mladšieho paleozoika v oblasti Košice-Bankov - Čremeľské údolie (geofyzikálny profil 19). 1 - kryštalinikum veporika, 2 - súvrstvie čiernych fylitov, 3 - súvrstvie zelených fylitov, 4 - vulkanogénne súvrstvie, 5 - komplex amfibolitov a rúl, 6 - polymiktné zlepence, droby a pieskovce, 7 - zlepence a pieskovce s vložkami zelených bridlíc, 8 - jemnozrnné lavicovité a masívne zelené pieskovce (s redeponovaným materiálom starších diabázových hornín), 9 - hrubozrnné pieskovce, gravelity bielosivej a sivej farby s vložkami piesčitých bridlíc, 10 - zelené, prevažne laminované bridlice, 11 - zelené bridlice s vložkami zelenkavých pieskovcov, 12 - striedanie čiernych a zelenkavých bridlíc s vložkami piesčitých bridlíc, 13 - čierne a sivé bridlice s vložkami piesčitých bridlíc, 14 - striedanie bridlíc a pieskovcov čiernej a sivej farby, 15 - karbonát, 16 - glaukofanit, 17 - kremence, arkózovite kremence, arkózy, 18 - polymiktný zlepenec pestrých farieb s vložkami pieskovcov, 19 - fialový a zelenkavý pieskovec, 20 - pestré bridlice, 21 - striedanie bridlíc a pieskovcov, 22 - vulkanity kyslej a intermediárnej povahy, 23 - zotmelené a nezotmelené klastiká, 24 - sivé piesčité bridlice až pieskovce, lokálne polohy čiernych bridlíc, 25 - vrt.

Fig. 6. Geological cross-section through the Late Paleozoic formations in the area of Košice-Bankov - Čremeľské údolie brook (geophysical profile 19). 1 - crystalline complexes of Veporicum, 2 - formation of black phyllites, 3 - formation of green phyllites, 4 - volcanogenic formation, 5 - complex of amphibolites and gneisses, 6 - polymict conglomerates, graywackes and sandstones, 7 - conglomerates and sandstones with the intercalations of green schists, 8 - fine-grained benched and massive green sandstones (with redeposited material of the Early Paleozoic diabase rocks), 9 - white-grey and grey coarse-grained sandstones and gravelites with the intercalations of sandy schists, 10 - green, prevailingly laminated schists, 11 - green schists with the intercalations of greenish sandstones, 12 - alternation of black and greenish schists with the intercalations of sandy schists, 13 - black and grey schists with the intercalations of sandy schists, 14 - alternation of schists and sandstones of the black and grey colours, 15 - carbonate, 16 - glaucophanites, 17 - quartzites, arcosic quartzites, arcoses, 18 - polymict conglomerates of the variegated colours with the intercalations of sandstones, 19 - violet and greenish sandstone, 20 - variegated schists, 21 - alternation of schists and sandstones, 22 - volcanites of the acid and intermedial type, 23 - cemented and non-cemented clastics, 24 - grey sandy schists to sandstones, locally the attitudes of black schists, 25 - borehole.

prejavuje aj na geofyzikálnych mapách. Znamená to, že granit je starší ako alpínske strižné zóny a mladší ako karbónske súvrstvia, ale z toho nerezultuje, že je jednoznačne mladovariský ako gemerické granity, pretože strižné zóny sú síce alpínske, ale s polyfázovou aktivitou, ktorá sa skončila až v strednom miocéne. To teda nevylučuje ani ich kriedový vek.

Gemerické granity sú mladovariské, prevažne vrchnopermské a takého veku by mohol byť aj rochovský granit a ostatné granity hraničnej zóny. Nepublikované údaje Kovácha získané Rb/Sr metódou z vrtu KV-3 (nepublikované pre nedostatočný počet vzoriek a nejednoznačnosť výsledkov) naznačujú, že kým celohorninová analýza poukazuje na variský, údaje z biotitu na kriedový a mladší vek (tento údaj nie je autorizovaný, má iba informatívnu hodnotu, ale podporuje náhľad zástancov variského veku granitu).

Vrchnopermské gemerické granity (podľa niektorých údajov až spodný trias, Kovách et al., 1986) by mohli indikovať, že ich priestorové umiestnenie spadá až na začiatok rozpadávania sa variskej platne a formovania sa alpínskej sedimentačnej zóny. Preto je problematické, či aj



Obr. 7. Geologický rez územím južne of Medzeva (geofyzikálny profil 1). Vysvetlivky ako na obr. 6.
Fig. 7. Geological cross-section through the area south of Medzev village (geophysical profile 1). For explanations see Fig. 6

niektoré telesá v hraničnej zóne patria do neskorovariského alebo do iniciálneho alpínskeho cyklu. Uher a Gregor (1992) napr. turčocký granit dávajú do finálnej fázy variského orogénu, a to do obdobia permsko-triasovej konsolidácie v podmienkach variskej molasy a na začiatok formovania sa karbonátovej platne (Rakús et al., 1990). Uher a Gregor (l. c.) tieto granity porovnávajú s alkalickými magmatitmi varisky konsolidovanej Európy, ktoré sú postorogénneho typu A.

V prospech alpínskeho veku rochovského granitu a ostatných intrúzií v stykovej zóne nesvedčia ani podmienky jeho vzniku a umiestnenie z geotektonického pohľadu. Ak sa alpínske udalosti posudzujú z hľadiska veľkých horizontálnych posunov a transpresií, potom pre vznik granitovej taveniny a nasledujúcu intrúziu neboli vhodné podmienky. Uznať by sa dalo iba to, že v hlbokých častiach strižných zón mohlo nastať až tavenie. Takéto granity, skôr granitizované horniny, majú nepatrné rozmery, a tak je to skôr teoretická záležitosť. Naproti tomu strižné zóny silne deštruovali granit a iné horniny (mylonitizácia, katakláza) v širokých zónach, čo sa prejavilo otvorením izotopového systému (napr. v biotite) už pri nižšej teplote a na rádiometrickom veku biotitu (napr. kriedový vek z biotitu všetkých granitov gemerika, ako aj uvedená informácia z rochovského granitu). Podľa takto chápanej koncepcie alpínskej tektoniky nemožno očakávať intrúzie alpínskych granitov v Západných Karpatoch, lež iba silné prepracovanie starších granitov, čo vzťahujeme aj na rochovský granit. S tým, pochopiteľne, súvisí aj vek mineralizácie a jej genéza.

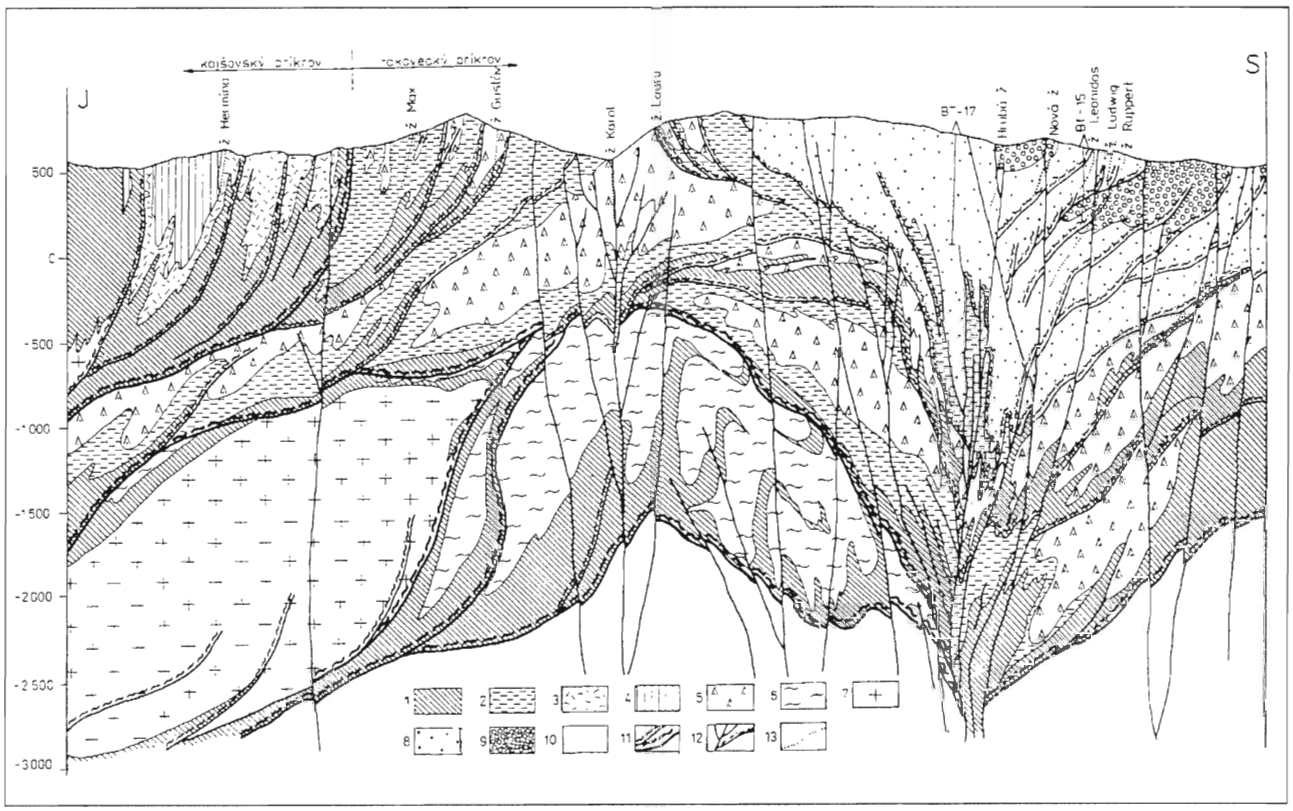
Tektonický štýl

Výsledný tektonický štýl hraničných oblasti gemerika vyjadrujú geologické rezy (obr. 5 až 7).

Znázorňujú variské tektonické štruktúry, t. j. príkrovové jednotky ako dominujúci variský tektonický fenomén a v nich rozličné typy vrás a prešmykov, ako aj alpínske tektonické prvky.

Medzi variské elementy zaraďujeme aj gemerické granitové telesá, ktoré tvoria súčasť príkrovov. Bolo by vhodné vyjadriť etapovitosť vývoja variských príkrovov, resp. variskej stavby napr. aj vo vzťahu k intrúziám granitov, k rudným žilám a pod. To sa dá urobiť iba v globálnych schematických rezoch, a preto sa na detailných rezoch znázorňuje predpokladaný konečný stav variských deformácií. Rezy nezobrazujú variské zlomy a s nimi spätú blokovú stavbu, ktorá viedla aj k vzniku karbónskych a mladších bazénov. Odlíšiť variské zlomy od alpínskych možno zatiaľ iba teoreticky, a tak sa v rezoch znázorňujú iba alpínske zlomy.

Geologické rezy sú obrazom reálneho stavu najmä v pripovrchovej časti. Znázorňujú najmä interpretované údaje z poznania celkového tektonického vývoja nielen stykovej



Obr. 8. Variské a alpínske tektonické štruktúry v detailnom reze Nálepkovo-Bindt zostavené pomocou geofyzikálneho modelovania ťažkých, ľahkých a magnetických komplexov (Grecula, Kucharič a Mikuška, 1992). 1 - súvrstvie čiernych metapelitov, 2 - súvrstvie zelenkavých metapelitov, 3 - bazaltovo-keratofýrový vulkanický komplex, 4 - metapsamity, 5 - horniny diabázového vulkanizmu, - ruly a amfibolity (1-6 - staršie paleozoikum), 7 - granit (vrchný karbón - spodný perm), 8 - karbónske horninové komplexy, 9 - permské horninové komplexy, 10 - podložie rakoveckého príkrovu, 11 - variské príkrovové a násunové línie, 12 - prešmyky a príkrovy späté s alpínskou transpresiou, 13 - rudné žily sideritо-sulfidickej formácie.

Fig. 8. Variscan and Alpine tectonic structures in the detail cross-section Nálepkovo-Bindt, compiled using the geophysical modelling of the heavy, light and magnetic complexes (Grecula, Kucharič and Mikuška, 1992). 1 - formation of black metapelites, 2 - formation of the greenish metapelites, 3 - basalt-keratophyre volcanic complex, 4 - metapsammites, 5 - rocks of the diabase volcanism, 6 - gneisses and amphibolites (1 - 6 Early Paleozoic), 7 - granite (Upper Carboniferous - Lower Permian), 8 - Carboniferous rock complexes, 9 - Permian complexes, 10 - footwall of the Rakovec nappe, 11 - Variscan nappe and overthrust sheets, 12 - overfaults and nappes connected with Alpine transpression, 13 - ore veins of siderite-sulphidic formation.

zóny, ale aj celého gemerika, ako aj geofyzikálne údaje získané siedmimi metódami, ktoré odrážajú pripovrchové aj hlbinné rozloženie fyzikálnych rozhraní. Ďalej berú do úvahy údaje z vrtov a využíva sa pri nich podobnosť vývoja iných, lepšie preskúmaných území. Geologické rezy detailnejšie znázorňujú horninovú náplň a charakter deformácií mladopaleozoických sekvencií. Strižné zóny majú povahu horizontálneho posunu, ktorý sa prejavuje bez výraznejších duktilných deformácií. Strižné zóny, ktoré majú transpresný charakter a na povrchu sa prejavujú menšími prešmykmi aj vejárovitým usporiadaním, vrásami, širokými zónami mylonitizácie, majú na rezoch spomenuté črty zvýraznené vejárovitou stavbou (obr. 8). Tieto zóny veľmi významne deštruovali variské tektonické štruktúry. Zo štúdia odkryvov v takýchto zónach je evidentné, že sú pozorovateľné už oba elementy späté s aktivitou na predmetnej strižnej zóne. Rovnaké skúsenosti sú aj z pozorovaní v baniach.

Usudzujeme, že strižné zóny transpresného charakteru vytvorili základnú črtu alpínskej stavby gemerika (aj Západných Karpát), t. j. boli príčinou vzniku alpínskych príkrovov (tak mezozoických, ako aj kryštalinických komplexov) a prešmykov. Spolu s horizontálnymi posunmi na ostatných strižných zónach vytvorili alpínsky tektonický obraz územia.

V hraničných územiach je rozdielny tektonický štýl výsledkom alpínskych udalostí. V ochtinsko-dobšinskej oblasti tektonické deformácie spôsobovali obidva systémy strižných zón, a preto je štýl stavby v rôznych častiach odlišný. Napr. južný okraj rezu (obr. 5) znázorňuje jednak koreňovú zónu variských príkrovov a jednak veľmi významnú strižnú (transpresnú) zónu zahŕňajúcu tzv. lubenícku a hrádockú líniu a mnohé ďalšie zlomové línie. Je to extrémne silná kompresná zóna s vytlačenými a šupinovito usporiadanými variskými jednotkami gemerika a veporika, s predkarbónskymi aj mladopaleozoickými granitoidmi a s usmernenými aj redukovanými karbónskymi jednotkami. Nadväzujúca severnejšia časť je viac zameraná na variskú koreňovú zónu príkrovov deformovanú alpínskymi strižnými zónami a na nejednoznačne interpretované telesá granitov. Sú to v podstate izolované telesá granitu a nie je isté, či ide o granit rochovského

alebo veporického typu. Ak by sa postupovalo v interpretácii ľahkých hmôt od gemerika po veporikum, telesá granitu by sa veľmi pravdepodobne pokladali za gemerický granit, a to preto, že sa od Súľovského potoka granitový horizont gemerika v nadloží ťažkých hmôt (rakovecký ofiolitový komplex) postupne na Z dvíha. V oblasti údolia Slanej sa rozpadáva a takýto trend zachováva až po Štítnickú dolinu, kde sa gravimetricky indikujú iba malé telesá ľahkých hmôt. Takúto interpretáciu komplikujú iné geofyzikálne údaje. Na východnom okraji sa v podloží granitových telies veporika na viacerých miestach v hĺbke 300 - 600 m indikuje výrazný vodivý horizont napájajúci sa na vodivé horizonty v karbónskych súvrstviach. Interpretujeme to tak, že ide alebo o násun veporického kryštalinika na karbónske sekvencie (transpresné zóny so sprievodnými prešmykmi), alebo o horizonty s grafitickými rulami, aké sme našli na východnom svahu Príslopu. Problém nie je doriešený, a preto ani granitovým telesám od cca 120 m na S v nadloží ťažkej magnetickej vrstvy nedávame prívlastok ani veporický, ani gemerický. Severná časť profilu odráža situáciu na mape, t. j. deformácie na významných strižných zónach sprevádzajúce severný okraj gemerika (dobšinská a novoveskohutianska strižná zóna a rejdovská strižná zóna). Týmito strižnými zónami sa rieši aj otázka tzv. dobšinského okna. Nie sú to príkrovy s oblúkovitým priebehom styku gemerika a veporika, ale bloky s prienikom a zaklinením karbónskych jednotiek do veporickej časti.

Črmeľskú oblasť (obr. 6) poznačil vplyv margeciánskej strižnej (transpresnej) zóny so silne komprimovanými tektonickými štruktúrami a vytiahnutými horninovými prvkami. Celá oblasť je takmer izoklinálnou štruktúrou upadajúcou na JZ, ale iba preto, že sa zachovala najmä východná časť alpínskeho vejára, kým jeho západnú časť naznačujú násuny permských hornín s jz. vergenciou na rakovecký komplex. Generálny sklon povrchu podložného kryštalinika Čiernej hory je okolo 45° na JZ a súbežne s ním sú usporiadané aj karbónsko-permské komplexy. Treba azda pripomenúť ďaleko a hlboko zasahujúci karbonátový vývoj karbónsko-permského súvrstvia (overený vŕtom SGR-V-10) a predpokladané väčšie rozšírenie magnezitového horizontu. Veľmi významná je porušenosť severojužnými zlomami a pohyby blokov na týchto zlomoch, ktoré na generalizovaných mapách deformujú priebeh horninových prvkov až takmer do severojužného smeru. Severojužný zlomový systém je už súčasťou hornádskeho zlomového systému.

Záver

Ranovariské konvergentné procesy vytvorili zo staropaleozoických sedimentárno-vulkanických sekvencií akrečný teran, na ktorom z pôvodného oceánskeho priestoru vznikali izolované vrchnokarbónske sedimentačné oblasti typu zvyšných bazénov. Tieto bazény vznikali v zóne obdukovanej stredooceánskej ofiolitovej suity, čo podstatne ovplyvnilo aj litologickú výplň zvyšných bazénov (redeponovaný materiál bázických hornín). Postkonvergentné tektonické udalosti podmienili vývoj extenzných typov bazénov, ktoré sú orientované naprieč zvyšným typom a ich výplň sa zachovala v západnej a východnej časti gemerika na styku s tektonickou jednotkou veporika. Obidva typy karbónskych bazénov v pokročilejšom období vývoja (v triase) pravdepodobne boli prepojené. Po vyvrcholení variských tektonických udalostí zvyšné bazény zanikli a nastúpil kontinentálny vývoj permu, avšak vývoj bazénov vzniknutých v oblastiach s extenznou tektonikou pokračoval aj v perme a pravdepodobne aj v triase a jure. Extenzné bazény splynuli s triasovo-jurskou sedimentačnou oblasťou meliatika. Trógovitá a svahová časť „meliatskeho vývoja" týchto bazénov susedila s oblasťou stabilného šelfu, kde vznikali mocné komplexy triasových karbonátov silicika.

Mladopaleozoické bazény prekrývali stykovú zónu veporika a gemerika, ktorých základný príkrovový vzťah sa vytvoril už počas ranovariskej tektogenézy a v alpínskej epoche bol deformovaný pohybmi na strižných zónach.

Literatúra

Abonyi, A. 1971: Stratigraficko-tektonický vývoj karbónu gemerid západne od štítnického zlomu. *Geol. Práce, Spr., 57, 339 - 348.*

Bajaník, Š. 1981: Ku genéze staropaleozoických vulkanitov gemerid. In: Paleovulkanizmus Západných Karpát. *Bratislava, 59 - 66.*

Bajaník, Š. & Reichwalder, P. 1979: Outline of the paleotectonic development of the Gemeric and its relation to adjacent tectonic units. In: Czechoslovak geology and global tectonics. *Bratislava, Veda, 141 - 154.*

Bajaník, Š. et al. 1984: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria - východná časť, 1:50 000. *GÚDŠ Bratislava.*

Bartalský, B. 1992: Geochemická charakteristika karbónskych vývojov západnej časti gemerika. *In: Grecula, P. & Kucharič, Ľ.: Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript - archív GP Sp. Nová Ves.*

Dickinson, W. R. 1974: Plate tectonics and sedimentation. *Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ., 22, 1 - 27.*

Bouček, B. & Přibyl, A. 1960: Revision der Trilobiten aus dem slovakischen Oberkarbon. *Geol. Práce, Spr., 20, 5 - 50.*

Fusán, O. 1957: Paleozoikum gemerid. *Geol. Práce, Zoš., 46, 17 - 37.*

Fusán, O. 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemerid. *Geol. Práce, Zoš., 55, 171 - 181.*

Fusán, O. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Vysoké Tatry. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 1 - 215.*

Gazdačko, Ľ. 1994: Polyfázový deformačný vývoj východnej časti stykovej zóny gemerika a veporika. *Mineralia slov., 26, 387 - 398.*

Graham, S. A., Ingersoll, R. W. & Dickinson, W. R. 1976: Common provenance for lithic grains in Carboniferous sandstones from Quachita Mts. and Black Warrior Basin. *J. sed. Petrology, 46, 620 - 632.*

Grecula, P. 1959: Geologická stavba v oblasti Jedľovca. Správa z geologického mapovania. *Manuskript - archív GP Sp. Nová Ves.*

Grecula, P. 1982: Gemerikum - segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Mineralia slov. - Monogr., Bratislava, Alfa, 263.*

Grecula, P. et al. 1977: SGR-východ, Cu rudy + komplexné zhodnotenie. [Záverečná správa.] *Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves.*

Grecula, P. et al. 1977: Geológia, tektonika a metalogenéza východnej časti SGR. [Záverečná správa SGR-východ.] *Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves.*

Grecula, P. et al. 1992: SGR-geofyzika, stykové zóny. [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves.*

Grecula, P. & Kucharič, Ľ. 1992: Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. *Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves.*

Ingersoll, R. V. 1988: Tectonics and sedimentary basins. *Geol. Soc. Amer. Bull., 100, 1704 - 1719.*

Jacko, S. 1975: Litologicko-štruktúrny vývoj južnej časti kryštalinika Bujanovského masívu. *Manuskript - archív BF VŠT Košice, 1 - 305.*

Jacko, S. 1979: Geologický profil pásmom Čiernej hory a jeho styku s gemerikom. *In: Tektonické profily Západných Karpát. GÚDŠ Bratislava, 185 - 192.*

Jacko, S. 1982: Prehľad tektonometamorfného vývoja a hydrotermálnej mineralizácie centrálnej časti pásma Čiernej hory. *In: Zbor. prednášok z Vedecko-technickej konferencie - sekcia geologická. BF VŠT Košice, 143 - 154.*

Kamenický, J. 1977: Contact metamorphism in the aureola of the Rimavica granite (West Carpathian Mts.). *Mineralia slov., 9, 161 - 184.*

Kantor, J. 1960: Kriedové a orogenetické procesy vo svetle geochronologického výskumu veporického kryštalinika. *Geol. Práce, Spr., 19, 5 - 27.*

Kovách, A., Svingor, E. & Grecula, P. 1986: Rb-Sr isotopic ages of granitoide rocks from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Western Carpathians, Eastern Slovakia. *Mineralia slov., 18, 1 - 14.*

Kozur, H., Mock, R. & Mostler, H. 1976: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der unteren Schichtenfolge von Ochtiná (Slovakei) in das oberste Vise Serpukhovian (Namur A). *Geol. Pal. Mitt., 6, 1, Innsbruck, 1 - 29.*

Krist, E. 1954: Karbónske zlepence bindt-rudňanského vývoja v severnej časti SGR. *Geol. Práce, 36, 41 - 58.*

Maheľ, M. 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 1 - 2, 221 - 254.*

Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie Československa, II, Západní Karpaty. *Academie, Praha, 1 - 704.*

Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleoalpínske jednotky. *Veda SAV Bratislava.*

Máška, M. 1957: Správa o výskume paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria (I. perm). *Zpr. geol. Výsk., ÚÚG v r. 1956, Praha, 113 - 120.*

Máška, M. 1959: Zpráva o výskume paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria (III. karbón). *Zpr. geol. Výsk. v r. 1957, ÚÚG, Praha, 136 - 146.*

Máška, M. & Zoubek, V. 1961: Tectonic development of Czechoslovakia. *ČSAV Praha, 245.*

Mello, J. & Mock, R. 1975: Zádielské Dvorníky - tektonické okno meliatskej série, vynárajúce sa spod silického príkrovu. *In: Mello, J. et al.: Sprievodca k exkurzii B. Mineralia slov., 7, 36 - 38.*

Mello, J. et al. 1975: Sprievodca k exkurzii B. *Mineralia slov., 7, 4.*

Mello, J., Mock, R., Planderová, E. & Gaál, Ľ. 1983: Nové stratigrafické poznatky o meliatskej skupine. *Geol. Práce, Spr., 79, 55 - 81.*

Miall, A. D. 1984: Principles of Sedimentary Basin Analysis. *Springer - Verlag, N. Y., 1 - 490.*

Návesňák, D. & Gazdačko, Ľ. 1992: Správy o geologickom mapovaní v území Vyšná Slaná - Brdárka. *Manuskript - archív Geocomplex Košice.*

Němejc, F. & Obrhel, J. 1958: Zprávy o výsledcích vyšetrení některých rostlinných otisků z permokarbonu na Slovensku. *Zpr. geol. Výsk. v r. 1957. ÚÚG, Praha, 165 - 166.*

Németh, Z. 1992: Litofaciálne vzťahy mladopaleozoických komplexov v oblasti Vlachovo - Vyšná Slaná - Brdárka - Kobeliarovo. *Manuskript - archív Geocomplex Košice.*

Németh, Z. 1994: Alpínska tektonika v nižnoslanskej depresii. *Mineralia slov., 26, 399 - 410.*

Ogurčák, Š. 1954: Výročná správa o geologickom mapovaní okolia Mlyniek. *Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves.*

Pecho, J. & Popreňák, J. 1961: Geologicko-tektonická stavba okolia Rudnian a jej vzťah k rudným ložiskám. *Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves.*

Planderová, E. 1979: Biostratigrafické vyhodnotenie karbónu chočského príkrovu na základe palinológie. *Geol. Práce, Spr., 72.*

Planderová, E. & Vozárová, A. 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporid. *Geol. Práce, Spr., 70, 129 - 141.*

Radvanec, M. 1994: Postupnosť kryštalizácie pri parciálnom tavení kôry v extenznom režime strižnej zóny na príklade vzniku granitu v oblasti Ochtiná a Rochovce (Západné Karpaty). *Mineralia slov., 26, 373 - 386.*

Rakús, M. et al. 1990: Paleogeographic Development of the West Carpathians: Anisian to Oligocene. *In: Rakús, Dercourt a Nairn (Ed.): Evolution of the Northern Margin of Tethys., III, 1. Mém. Soc. géol. France, Nouvel. Sér., 154, 39 - 62.*

Rakusz, Gy. 1932: Die oberkarbonischen Fosilien von Dobšiná und Nagyvisnyó. *Geologica hung., Ser. paleont., 8, 1 - 219.*

Reichwalder, P. 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Západné Karpaty, GÚDŠ, Bratislava, 18, 99 - 141.*

Rozlozsnik, P. 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšina. *Geologica hung., Ser. geol., 5.*

Royden, L. H. 1988: Late Cenozoic Tectonics of the Pannonian Basin System. *In: Royden and Horváth (Eds.): The Pannonian Basin, AAPG Memoir, 45, 27 - 48.*

Rozložník, L. 1963: Bázické vulkanity v karbóne dobšinského vývinu. *Geol. Práce, Spr., 27, 35 - 48.*

Schönenberg, R. 1946: Geologische Untersuchungen an NW - rand des Zips - Gömorer Erzgebirges (Karpathen). *Z. Dtsch. geol. Gesell., 98, 70 - 120.*

Snopko, L. 1966: Stratigrafické začlenenie vrchného karbónu SGR. *Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves.*

Snopko, L. 1966: Dielčia záverečná správa zo štruktúrneho vrtu BR-13 Brdárka. [Záverečná správa.] *Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves.*

Snopko, L. 1966: Štruktúrno-stratigrafický výskum paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí. Regionálny výskum. [Záverečná správa] *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Šuf, J. 1936: Příspěvky k poznání geologie a petrografie jihovýchodní části Slovenského Krušnohoří. *Carpatica I, Praha.*

Šuf, J. 1939: Předběžná správa o geologickém mapovaní provedeném v r. 1938 v okolí obce Gemerské Kováčové, Lúčky a Bôrky na Slovensku. *Hornický věstník XXI, Praha.*

Uher, P. & Gregor, T. 1992: Turčocký granit - produkt postorogénneho magmatizmu A - typu. *Mineralia slov., 24, 301 - 306.*

Václav, J., Határ, J., Vozárová, A. & Beňka, J. 1988: Mo-W mineralizácia južne od Rochoviec. *Geol. Průzk., 10, 291 - 294.*

Vachtl, J. 1938: O karbonu mezi Dobšinou a Kotrbachy (Slovenské rudohoří). *Sbor. SGÚ, 12, Praha, 33 - 65.*

Varga, I. 1963: Príspevok ku geológii magnezitového karbónu medzi západným Turcom a Rimavou. *Geol. Práce, Spr., 29, 31 - 49.*

Varga, I. 1973: Mineraľnije associjaciji regionaľnogo metamorphisma i ich zonaľnosť v SGR. *Mineralia slov., 5, 115 - 134.*

Vozárová, A. 1973: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepencov Spišsko-gemerského rudohoria. *Západ. Karpaty, GÚDŠ, Bratislava, 18, 7 - 98.*

Vozárová, A. & Vozár, J. 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. *Geol. Práce, Spr., 78, 169 - 194.*

Vozárová, A. & Vozár, J. 1988: Late Paleozoic in Western Carpathians. GÚDŠ, *Veda SAV Bratislava, 1 - 314.*

Vrána, S. 1962: Nové hľadiská petrogenézy veporidného krystalinika v okolí Slavošoviec. *Geol. Práce, Zoš., 62, 81 - 84.*

Zoubek, V. 1936: Poznámky o krystalinitu Západních Karpat. *Věst. SGÚ, Praha, 12, 6, 207 - 239.*

Lithofacial development of the Late Paleozoic complexes in the boundary zone between Gemericum and Veporicum - problems and suggestions (Western Carpathians)

Before the sedimentation of Late Paleozoic complexes the Early Paleozoic collisional events were affecting. These convergentional processes created the Early Variscan accretional terrane with piling up of slices and nappes pushed out from the Carpathian part of the Early Paleozoic Tethydian zone. The necessity of this consideration we have explained in the chapter about the geology of investigated area. From the geotectonic point of view these foundings must be completed with the following statements.

The area of Rakovec nappe is characterized by the following facts:

1. In the space created by accretional complexes of the Rakovec terrane the Carboniferous sedimentary basin was created

from the remnants of Early Paleozoic sedimentary basin. Its rock filling is distinctively less coarse-clastic compared that in Ochtiná - Dobšiná part.

2. The lower parts of the Carboniferous formations are tectonically more re-worked as upper ones, or as the Permian sequences. This is valid also in the case of metamorphism.

3. The development of ore veins in the Carboniferous complexes on the northern part of Gemericum belongs among the best in Gemericum, while in the other parts it is the opposite.

4. Permian sequences are distinctively separated from Carboniferous. In the other areas we suppose also the possible, nearly fluent Carboniferous - Permian rock succession.

On the basis of knowledge from classical area of plate-collisional processes there is possible to assume, that in the accretionary zone after the dislodgement of sedimentary filling of the Early Paleozoic basin locally there were preserved the "sea" areas of the type of remnant basins (sensu Dickinson, 1974, Mial, 1984, Ingersoll, 1988). They were developed between the collided continental margin and island-trench system. Later they were subducted or deformed in the zone of big sutures.

Also the North-Gemeric Carboniferous basin belongs among these remnant basins. It was formed in the accretional terrane having in the underlier mainly the complexes of the Rakovec development of Early Paleozoic. Are also the next Carboniferous basins in the boundary zone of Gemeric Unit the types of remnant basin? It is already less clear, but we do not exclude this, because, according to above listed authors, there can be more than one isolated remnant basin. These basins laterally merge into one sedimentary basin (which would be also our case). During dying away of collisional processes the basins expired. Later, as a result of starting Alpine rifting (in the same space, where previously were the Carboniferous basins) originated new extensional basins with the accompanying alkaline volcanism (the Permian and Triassic volcanites).

The type of basin, where were deposited the Gemeric and Veporic Carboniferous sediments, is considered from the point of view of plate tectonic conception of Variscan evolutionary stage of the Western Carpathians, or the initial stages of the Alpine epoch. On principle, there can be stated that the Carboniferous, or Late Paleozoic basin originated on underlier formed during the Early Variscan stage and that the sedimentary piles of this basin are covering the contact zone of Veporicum and Gemericum. Therefore it represents one common basin. The recent distribution of sediments in the Ochtiná - Dobšiná area indicates, that the coarse-clastic sediments present in the basin borders indicate the margin of the basin similarly as the pelitic-carbonatic complexes the central-basin part.

When the Carboniferous sedimentation started, the underlier had already been created to the approximately recent form and the Gemeric tectonic units had already been thrusted on Veporicum. But the geophysical data reveal that the Gemeric nappes had in this area only small total thickness and preserved were only horizontal sheet parts (transport horizons) of nappes. The main mass of the nappe bodies was eroded. This means, that the Ochtina - Dobšiná part of basin originated in extensional regime with the immense vertical slips of blocks, so strongly denuded, that the main part of the Early Paleozoic formations were removed by the denudation. Only low, strongly reduced parts of the nappe bodies were preserved (similarly it was in the eastern part of Gemericum). The fault - block tectonic movements would inevitably be the Early Variscan, or Variscan. This phenomenon can be interpreted also as creation of "pull-apart" basin in the compressional regime between shear zones. These were a part of collisional (transpressional) structures (on the frontal collisional segment there is characteristic the convergence with the classic nappe structures and in the hinterland among the blocks with horizontal offsets originated small basins of "pull-apart" character).

Accepting the previous interpretations there can be stated that the Western Carpathians were offsetted by horizontal strike-slips in the distance 400 - 500 km (e.g. Royden, 1988 and others) from the area of eastern termination of Eastern Alps as the system of blocks. Strike-slips were of polyphase character, but in agreement with some authors we conclude that they were of Alpine age, i.e. Jurassic or Miocene. The Carboniferous and younger basins originated in the home-land from which they, as Variscan consolidated structural zones, were brought on underlying Early Variscan structures to the recent position. Their recent tectonic setting has been formed by above mentioned strike-slip movements (shear and transpressional zones). In spite of pushing away of the Central Western Carpathians as the system of blocks, from the global view they were represented only by one megablock. The mutual offsets of individual blocks on shear zones in this megablock were not 400 - 500 km, but only 2 - 5 km or even smaller. This is documented also by the geological map of Gemericum (Grecula et al., 1992) as well as by rock deformation on shear zones. The important bounding shear zones, as Margecany one, between the large tectonic units were accompanied by strong reduction of lithological units, intensive mylonitization, transposition of the course of lithological and tectonic units including the ore veins into the direction of shear zone, the origin of accompanied fold and foliation structures with the lineation systems, striations, etc. (For details see Gazdačko, 1994). In the shear (or better transpressional) zone with one prevailing direction of movement (in the Margecany shear zone dextral movement) the complementary shear system is neither distinctive nor accompanied by more significant rock deformations.

The different situation is in the Ochtiná - Dobšiná area, where both systems of shear zones, i.e. direction NE - SW and NW - SE, are equally important. The course of lithological units and mylonitization are well indicated here, but in one areal segment there are evident the deformations only of one shear zone system and in the other segment of the second shear zone (Németh, 1994). The chaotic setting of the course of lithological units originated by this way, but the course and significance of shear zones, arrangement of blocks, their dimension, rotation, etc., are unambiguously defined. Shear zones in this area also create the contact of Gemericum and Veporicum with course, markedly differing with that on other geological maps. It is essentially the teeth-like penetration of Veporic blocks to Gemericum and the Gemeric ones to Veporicum along the both directions of shear zones. The contact of both Gemeric and Veporic Units has been made more complicated by the younger fault system of direction N - S with vertical component of movement. This system is locally so distinctive that the found block boundaries are only on this fault system. The ultimate tectonic style of the boundary zone is expressed on geological cross-sections.

We suppose that shear zones of transpressional character created the fundamental features of Alpine setting of Gemericum (also of the Western Carpathians). They were also the reason of the origin of Alpine nappes (both Mesozoic and of crystalline complexes) and overthrusts. Thus, together with the strike-slips on the other shear zones, the Alpine tectonic setting of the territory has been created.

Mineralia slovaca, 26 (1994), 427 - 432

Mladšie paleozoikum hraničnej zóny gemerika a veporika - sekvencie iniciálneho štádia meliatskeho vývoja

PAVOL GRECULA

Geocomplex, a. s., Werferova 1, 040 11 Košice

(Doručené 9.5.1994)

Late Paleozoic of the boundary zone of Gemericum and Veporicum - sequences of the initial stage of Meliata development (Western Carpathians)

New knowledge originated from the Detail geological and geophysical mapping of the whole boundary zone of Gemericum and Veporicum, where mainly the Late Paleozoic and Triassic sequences are present. The results allow the notion that the Late Paleozoic basin on the boundary zone of Gemericum and Veporicum from its beginning has been developed as one common sedimentary area which gradually become wider and filled. The source of material of sedimentary basin was represented by the rock complexes of Gemericum and Veporicum. These were folded, metamorphosed before the origin of sedimentary basin, so in the fundamental features the Variscan nappe setting has been yet created. In the general view also the recent relation of Veporicum and Gemericum was fixed, i.e. the nappe overthrust of Gemeric units on the simultaneously formed nappe units of Veporicum.

The central-basin parts of the Carboniferous or Permian sedimentation on the boundary zone of Gemericum and Veporicum would be the embryonal stage or the beginning of the Meliata development of Triassic. The marginal part of Gemericum represented only branches and embayments of Meliata basin (maybe the oceanic trough). The plate carbonates of the Silica Triassic represented the products of the marginal sea on stable plates - blocks.

Key words: Western Carpathians, Gemeric and Meliata units, Late Paleozoic basin paleogeography

Úvod

Mladšie paleozoikum gemerika sa striktne oddeľovalo od mladopaleozoického obalu veporika, a to faciálnym vývojom, ale aj geotektonickým pozadím ich sedimentačného prostredia a následným tektonickým usporiadaním ich vzájomného vzťahu. V území s vystupovaním vrchnopaleozoických súvrství sa na viacerých miestach zistili izolované horninové súbory meliatskeho vývoja s nejasným vzťahom k okolnému geologickému prostrediu (napr. Jaklovce, Radzim a i.). Podrobné geologické mapovanie a ďalšie geologické a geofyzikálne práce realizované v celej oblasti výskytu mladšieho paleozoika v hraničných zónach gemerika, priniesli pre riešenie tohto vzťahu mnoho nových údajov.

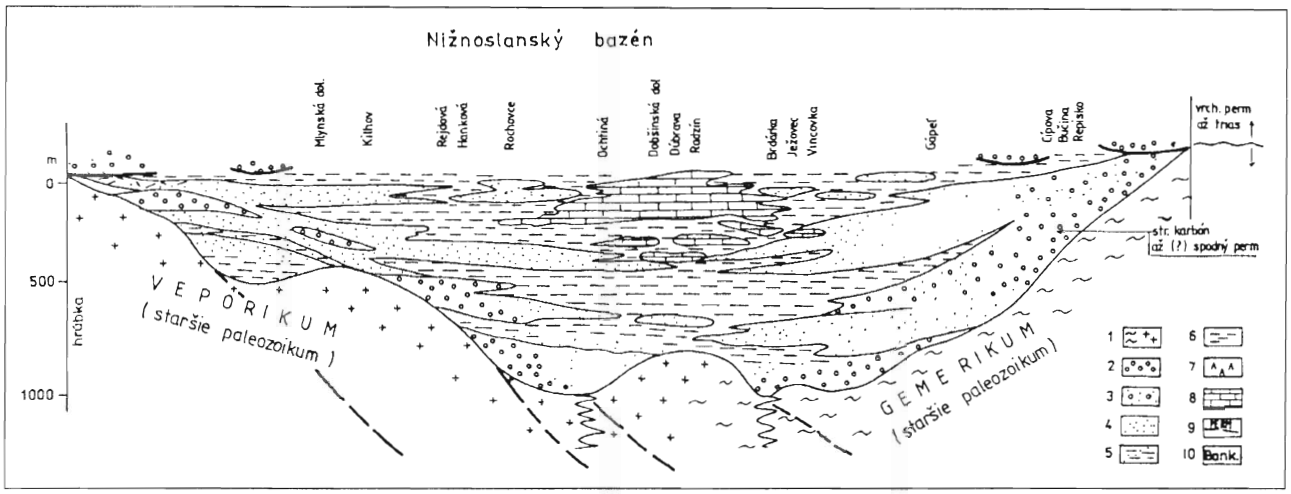
Východiskové údaje

Podstatnú časť terénnych prác sme vykonávali v 2. polovici osemdesiatych rokov a ich zhodnocovanie v ostatných rokoch (Grecula a Kucharič, 1992). Rad údajov viacerých autorov sa nimi potvrdil, ale zistili sme aj nové, a o ne našu nižšie uvedenú interpretáciu opierame.

Ide najmä o nasledujúce zistenia (obr. 1):

- Súvrstvia mladšieho paleozoika ležia primárne na svojom podloží (mnohé z nich sú tektonicky prepracované).
- Materiál hornín mladšieho paleozoika pochádza z bezprostredného podložia, a preto sa zdrojové a novovzniknuté horninové súbory litologicky podobajú.
- Bazálne členy sú väčšinou hruboklastické s postupným zjemňovaním do stredu bazéna a do vyšších stratigrafických horizontov.
- Zlepencové a zlepencovo-pieskovcové komplexy lemujú, resp. väčšinou primárne prekrývajú okraj gemerika aj veporika.
- Pelitické a peliticko-psamitické vývoje sa najčastejšie vyskytujú v centrálnej časti bazéna.
- Do stredu bazéna sa priestorovo sústreďujú aj karbonátové horizonty.
- Hoci sa materiál gemerickej a veporickej zdrojovej proveniencie dosť jasne odlišuje (napr. kvarcity, arkózy, arkózovité pieskovce, zlepence s obliakmi kryštalinika na strane veporika a gravelity a zlepence „porfyroidového" vzhľadu, zelené bridlice, bielosivé pieskovce, zelené zrnité pieskovce, zlepence s obliakmi rulovo-amfibolitového komplexu na strane gemerika), hranica kde sa prínos materiálu tej alebo onej proveniencie končí, sa nedá presnejšie zistiť, pretože ide o pozvoľné vyznievanie.
- Typické horniny s gemerickým či veporickým materiálom ďaleko zasahujú do veporickej alebo gemerickej sedimentačnej oblasti, resp. vo vertikálnom reze sa takéto horizonty aj striedajú.
- Pre celú sedimentačnú oblasť sú príznačné špecifické lokálne vývoje - subfácie, napr. zlepenec typu Filipky, Bučiny, Cipovej, Dobšinej, Kobeliarova, Kilhova, Golátu, Črmeľa atď. Podobne by sa mohli špecifikovať aj ďalšie

This work originated on the basis of Project IGCP 276 Paleozoic of the Tethis.



Obr. 1. Litofaciálna schéma v priečnom reze vrchnopaleozoickými súvrstviami v hraničnej oblasti veporika a gemerika medzi Štítnikom a Dobšinou. 1 - podložie vrchnopaleozoických bazénov, 2 - zlepencový vývoj, 3 - zlepencovo-psamitický vývoj, 4 - psamitický vývoj, 5 - psamiticko-pelitický vývoj, 6 - pelitický vývoj, 7 - redeponovaný vulkanický materiál (G - glaukofanity), 8 - karbonátový vývoj, 9 - predpokladané hranice útvarov, 10 - približná pozícia terajších lokalít.

Fig. 1. Lithofacial scheme in the transversal cross-section through the Late Paleozoic sequences in the boundary zone of Veporicum and Gemericum between the towns Štítnik and Dobšiná. 1 - underlier of the Late Paleozoic basins, 2 - conglomeratic development, 3 - conglomeratic-psammitic development, 4 - psammitic development, 5 - psammitic-pelitic development, 6 - pelitic development, 7 - redeposited volcanic material (G - glaucophanites), 8 - carbonatic development, 9 - supposed nappe boundaries, 10 - approximate position of present localities.

litotypy. Medzi všetkými je pozvoľný prechod, ale niektoré zaberajú aj veľké plochy.

- Uvedené litotypy majú aj svoju typickú geochemickú charakteristiku. Obsah a asociácia prvkov ich navzájom odlišuje, ale zároveň rovnaké vývoje v rozličnom priestore spája (Bartalský, 1992).

- Takmer všetky litotypy oblasti Ochtiná - Dobšiná sú aj v črmeľskej a medzevskej oblasti.

- Karbonáty sú členom mladopaleozoických sekvencií. Pozvoľne prechádzajú do okolného litotypu (najčastejšie do čiernych a zelených bridlíc) formou niekoľkonásobného opakovania sa obidvoch typov, vložkami jedného litotypu v druhom litotype, ale aj postupným ubúdaním jedného (napr. podložného) sedimentujúceho materiálu v druhom (nadložnom) type. Spodnú časť karbonátových horizontov výrazne ovplyvnil materiál podložnej fácie. Takéto prechody sú na všetkých lokalitách karbonátov.

- Všetky, resp. podstatná časť výskytov tzv. vulkanitov v karbónskych súvrstviach nie sú vulkanity, ale pieskovec vzniknutý rozrušením, denudáciou fylitovo-diabázových sekvencií, resp. rulovo-amfibolitových komplexov staršieho paleozoika. Podobne je to aj s tzv. kyslými vulkanitmi v karbónskych súvrstviach, ktorých podstatná časť zodpovedá bielosivým pieskovcom.

- Vzťah medzi súvrstviami vrchnopaleozoického obalu veporika a gemerika je podľa našich výsledkov intímny, a preto aj ich vzájomné odčlenenie je problematické.

- Vzťah medzi súvrstviami mladšieho paleozoika a horninami fácie verukána je v rozličných úsekoch veľmi rozdielny. Hranica je ostrá, ale nie vždy s prerušením sedimentácie alebo s angulárnou diskonformitou. V karbonátových sekvenciách na východnej strane črmeľskej oblasti (napr. vrt SGR-V-10; obr. 2, Vysoký vrch a i.) je kontinuitný a pozvoľný, ale v západnej časti gemerika zlepence verukána ležia buď priamo na podložnom staršom paleozoiku, alebo na zlepencovo-pieskovcovom komplexe karbónu. Podobne je to aj na J od Dobšinej a na J od Medzeva.

- Na predkarbónske podložie priamo sedimentujú aj súvrstvia stredného triasu, ktoré majú na báze tenkú vrstvu kôry zvetrávania, resp. slienito-piesčitých bridlíc, ktoré pomerne rýchlo a pozvoľne prechádzajú do karbonátovej sedimentácie triasu.

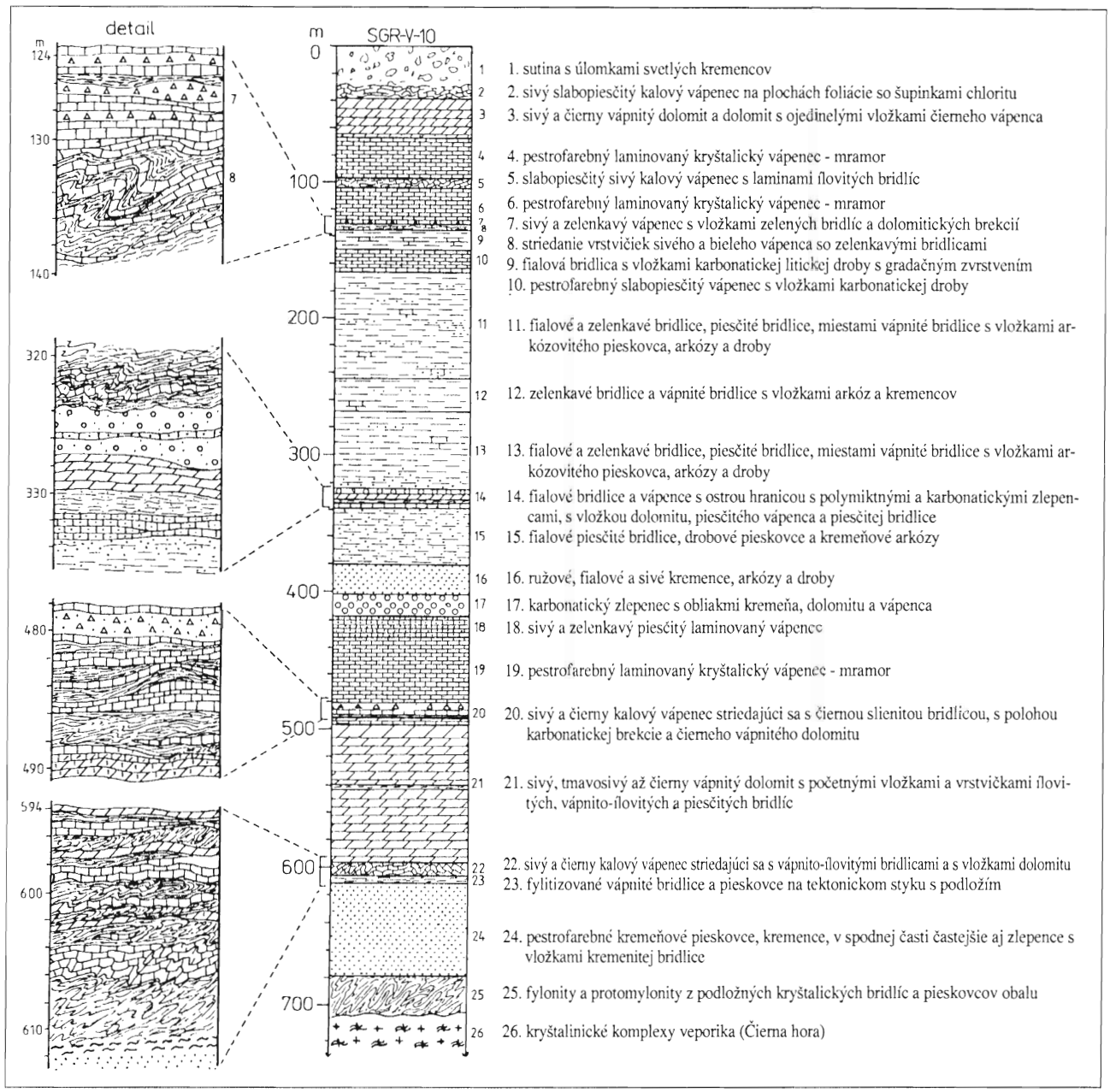
- Pre okraj kryštalinika tak na Z, ako aj na V (včítane Braniska) je typický kvarciticko-arkózovitý vývoj s polohami riedkoobliakového zlepenca.

- Primárny vzťah medzi kryštalinickým podložím a bazálnymi arkózovito-pieskovcovitými komplexmi je veľmi problematický (podobne aj v gemerickej časti), a preto pri stanovovaní hranice podložie - obal lokálne spôsobuje ťažkosti.

- V kryštaliniku veporika aj gemerika v primárnom podloží obalových jednotiek sú zvrásnené a pred sedimentáciou mladšieho paleozoika denudáciou odkryté takmer všetky členy staropaleozoických súvrství. Ich materiál je v nadložných sedimentoch mladšieho paleozoika.

- Horniny skúmaných území sú silne tektonicky porušené a prevládajú v nich protomylonity. Časté sú aj široké (desiatky m) zóny tektonického drvenia, najmä v okolí zlomov smeru S - J. Západná časť gemerika sa na prvý pohľad vyznačuje chaotickým priebehom horninových prvkov. Naproti tomu črmeľská a medzevská časť majú výrazné usmernenie litologických jednotiek so sprievodnou redukciou horninových komplexov.

- Pre horniny obalu veporika, ktoré vznikli z materiálu podložného kryštalinika, je charakteristická prítomnosť klastickej sľudy vo všetkých typoch hornín (v arkózach a drobách sa prirodzene, vyskytujú aj klastické živce).



Obr. 2. Litologicky profil súvrstviami mladšieho paleozoika (?) - triasu (?) vo vrte SGR-V-10 v Črmeľskom údolí (Grecula, 1968).

Fig. 2. Lithological column of the Late Paleozoic (?) - Triassic (?) sequences - drill SGR-V-10 in Črmeľske údolie brook (Grecula, 1968).

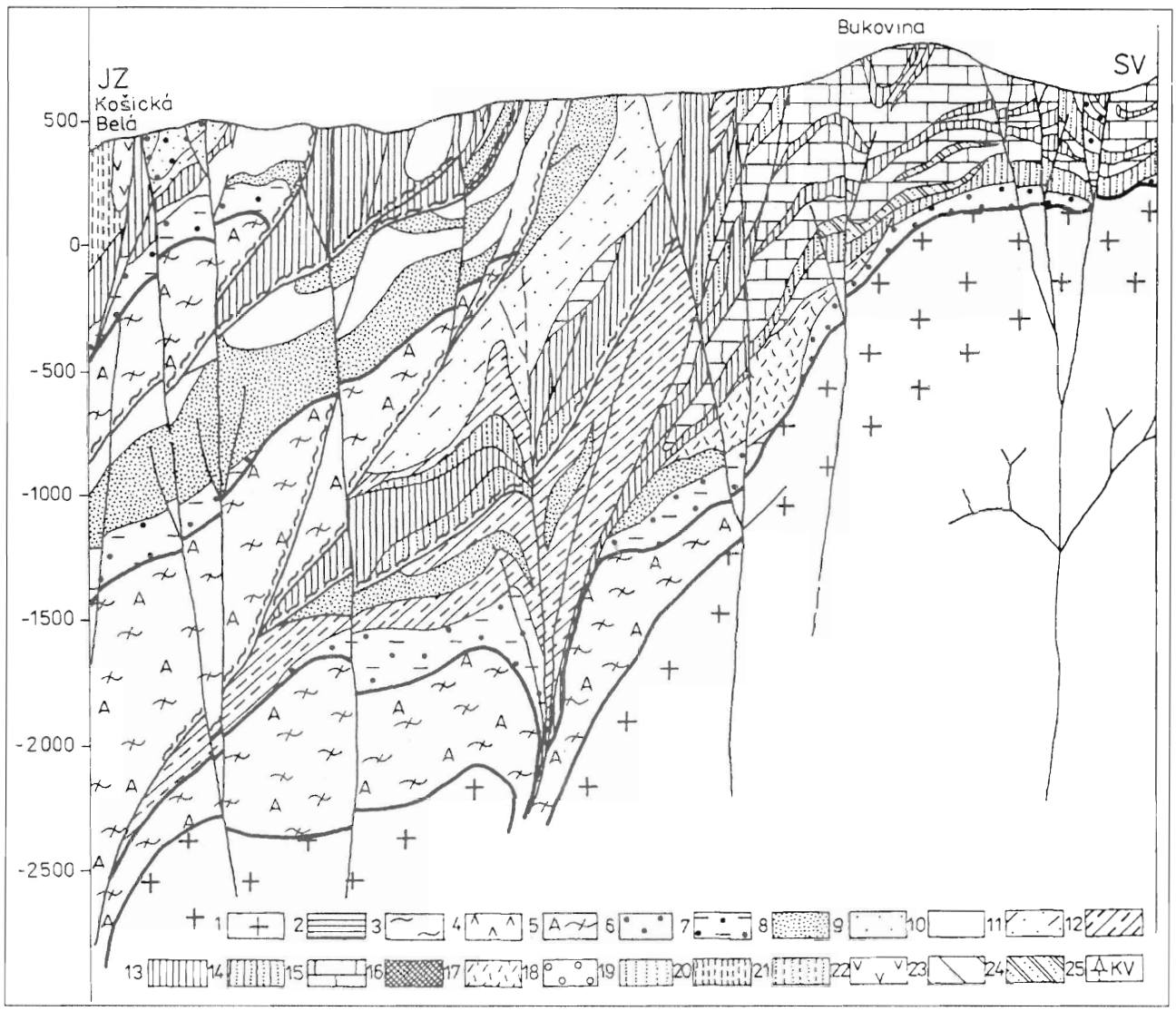
Interpretácia východiskových údajov

Z uvedených údajov možno vyvodiť nasledujúce závery, námety, resp. viacvariantné interpretácie.

Mladopaleozoický bazén na rozhraní gemerika a veporika sa od počiatku vyvíjal ako jeden spoločný sedimentačný priestor, ktorý sa postupne rozširoval a zapĺňal. Zdrojom materiálu sedimentačného bazéna boli horninové komplexy gemerika a veporika, ktoré sa pred vznikom karbónskeho bazéna zvrásnili, metamorfovali, takže v základných črtách sa už dotvorila aj variská príkrovová stavba. V generálnom obraze už bol zafixovaný aj terajší vzťah veporika a gemerika, t. j. príkrovové nasunutie gemerických jednotiek na súčasne sa formujúce príkrovové jednotky veporika.

Približne takýto tektonický obraz treba predpokladať už pred sedimentáciou karbónu, pretože:

- Karbónske sedimenty litologicky spodobňujú svoje bezprostredné a blízke horninové podložie, a to takmer všetky známe litotypy.
- V sedimentoch karbónu je materiál zo všetkých litostratigrafických jednotiek gemerika a veporika, a to v ich priamom alebo blízkom nadloží.
- Hranice ranovariských príkrovov sú prekryté karbónskymi (aj permskými) sedimentmi.



Obr. 3. Geologický rez súvrstviami mladšieho paleozoika v oblasti Košická Bela-Bukovina (geofyzikálny profil 29). 1 - kryštalinikum veporika, 2 - súvrstvie čiernych fylitov, 3 - súvrstvie zelených fylitov, 4 - vulkanogénne súvrstvie, 5 - komplex amfibolitov a rúl, 6 - polymiktné zlepence, droby a pieskovce, 7 - zlepence a pieskovce s vložkami zelených bridlíc, 8 - jemnozrnné lavicovité a masívne zelené pieskovce (s redeponovaným materiálom starších diabázových hornín), 9 - hrubozrnné pieskovce, gravelity bielosivej a sivej farby s vložkami piesčitých bridlíc, 10 - zelené, prevažne laminované bridlice, 11 - zelené bridlice s vložkami zelenkavých pieskovcov, 12 - striedanie čiernych a zelenkavých bridlíc s vložkami piesčitých bridlíc, 13 - čierne a sivé bridlice s vložkami piesčitých bridlíc, 14 - striedanie bridlíc a pieskovcov čiernej a sivej farby, 15 - karbonát, 16 - glaukofanit, 17 - kremence, arkózovite kremence, arkózy, 18 - polymiktný zlepenec pestrých farieb s vložkami pieskovcov, 19 - fialový a zelenkavý pieskovec, 20 - pestré bridlice, 21 - striedanie bridlíc a pieskovcov, 22 - vulkanity kyslej a intermediárnej povahy, 23 - zotmelené a nezotmelené klastiká, 24 - sivé piesčité bridlice až pieskovce, lokálne polohy čiernych bridlíc, 25 - vrt.

Fig. 3. Geological cross-section through the Late Paleozoic formations in the area of Košická Bela-Bukovina brook (geophysical profile 29). 1 - crystalline complexes of Veporicum, 2 - formation of black phyllites, 3 - formation of green phyllites, 4 - volcanogenic formation, 5 - complex of amphibolites and gneisses, 6 - polymict conglomerates, graywackes and sandstones, 7 - conglomerates and sandstones with the intercalations of green schists, 8 - fine-grained benched and massive green sandstones (with redeposited material of the Early Paleozoic diabase rocks), 9 - white-grey and grey coarse-grained sandstones and gravelites with the intercalations of sandy schists, 10 - green, prevailingly laminated schists, 11 - green schists with the intercalations of greenish sandstones, 12 - alternation of black and greenish schists with the intercalations of sandy schists, 13 - black and grey schists with the intercalations of sandy schists, 14 - alternation of schists and sandstones of the black and grey colours, 15 - carbonate, 16 - glaucophanites, 17 - quartzites, arcosic quartzites, arcoses, 18 - polymict conglomerates of the variegated colours with the intercalations of sandstones, 19 - violet and greenish sandstone, 20 - variegated schists, 21 - alternation of schists and sandstones, 22 - volcanites of the acid and intermedial type, 23 - cemented and non-cemented clastics, 24 - grey sandy schists to sandstones, locally the attitudes of black schists, 25 - borehole.

- Súvrstvia mladšieho paleozoika nie sú deformované variskými príkrovmi.

- Metamorfity staršieho paleozoika gemerika (napr. amfibolity, ruly, fylity a i.), resp. kryštalinika veporika sú už v zlepencoch obalových jednotiek.

- Horninové súbory mladšieho paleozoika obalu so zdrojo-

vým materiálom príkrovov gemerického okraja bazéna zasahujú hlboko do oblasti vplyvu a znosu veporika a naopak. V horizontálnom a vertikálnom smere sa v sedimentárnej oblasti vplyvy jedného aj druhého pôvodu prelínajú.

- Marginálne vývoje bazéna sa vyznačujú v podstate hruboklastickou sedimentáciou, ale sú izotopické (vznik rovnakých litotypov v rovnakom paleogeografickom prostredí, avšak v rozličnom období), a preto ich nemožno pokladať za vodiaci litostratigrafický horizont, lež iba za okrajovú fáciu sedimentačného bazéna pretrvávajúcu počas celého vývoja (rozširovania) bazéna, a to pozdĺž väčšej časti okraja sedimentačného priestoru a nezávisle od tektonického usporiadania podložia.

Nie je pravdepodobné, aby sa terajšie okraje mladopaleozoického bazéna aspoň približne zhodovali s pôvodným rozšírením mladopaleozoických sedimentov. Rovnako nemožno predpokladať, že v karbóne alebo perme bola sedimentačným prostredím celá oblasť gemerika. Takejto interpretácii protirečí nasledujúce:

- Na J od Dobšinej na vyzdvihnutej kryhe staršieho paleozoika sedimentujú až zlepence fácie verukána. Podobne na Z od Košickej Belej sa obalové sekvencie na rakoveckom komplexe začínajú až fialovými zlepencami verukána.

- V oblasti Folkmárskej skaly a na S od Kojšova sú na báze obalu až strednotriasové karbonáty a podevónsku sedimentáciu začínajú kôrou zvetrávania.

Napriek uvedenému sú v črmeľskej, ako aj v ochtinsko-dobšinskej oblasti znaky prezrádzajúce, že karbónske komplexy postupne prechádzajú do permských, príp. až do triasových. Z toho možno usudzovať, že v centrálnych častiach bazénov je pravdepodobný aj plynulý vývoj od karbónu do permu a pravdepodobne aj do triasu (obr. 2).

Postupným rozširovaním sedimentačného bazéna mladšieho paleozoika vznikla situácia, že miestami je plynulý vývoj karbón - perm (trias), niekde iba perm, inde perm - trias, príp. iba od stredného triasu vyššie. Z toho vychodí, že generalizácia vzťahu karbón - perm - trias na celú oblasť gemerika protirečí súčasnému poznaniu.

V takomto chápaní vývoja mladšieho paleozoika na rozhraní gemerika a veporika treba očakávať aj veľmi odlišný litofaciálny vývoj v rozličných častiach gemerika, na čo upozornil aj napr. Maheľ (1986) a i.

Pre posúdenie uvedených interpretácií dôležitú úlohu majú karbonátové vývoje zaraďované do karbónu, resp. triasu. Z terénneho štúdia vychodí, že karbonátové komplexy v oblasti Dobšinského potoka, Radzima, Ždiaru, Dúbravy, ružínska séria v črmeľskej oblasti a časť karbonátov na J od Medzeva sú späté s vývojom karbónskych, resp. permských súvrství. Okrem vrtu SGR-V-10 v Črmeľskom údolí (obr. 2, 3; Grecula et al., 1978) a Vysokého vrchu vzájomné striedanie čiernych bridlíc, vápencov rozličnej farby, kremencov, zelených pieskovcov a bridlíc je typické aj pre oblasť Dobšinského potoka, kde je vzťah medzi tzv. federáskou sériou (= stružencká séria) a hámorskými vrstvami karbónu veľmi intímny. Karbonátové sekvencie sú najmä v nadloží hámorských vrstiev a čiastočne sa aj laterálne zastupujú. Na V odtiaľ sú karbonáty laterálne zastupované masívnymi a lavicovitými, ale aj bridličnatými zelenými pieskovcami (iní autori ich pokladajú za diabázové sekvencie karbónu) a v prechodnej oblasti sa vzájomne striedajú. Takáto generálna superpozícia karbonátov, čiernych bridlíc, pieskovcov a zelených pieskovcov je typická pre celú hraničnú zónu gemerika.

Podľa doterajšej pozície karbonátov v rámci rozšírenia mladopaleozoických súvrství a ich vzťahu k predpokladanému okraju bazéna karbonáty vznikali približne v centrálnej časti bazéna s prevládajúcim pelitickým vývojom karbónu - permu. Tento súbor hornín v jz. časti územia v podstate patrí ochtinskému súvrstviu, zatiaľ čo v centrálnej časti západnej hraničnej zóny a na J od Medzeva zodpovedá horninám zaraďovaným do meliatskeho vývoja. V črmeľskej oblasti sú iba zvyšky po karbonátoch, ktoré vznikali v centrálnej časti bazéna (oblasť Diany). Tu hlavná časť karbonátov na východnej strane Črmeľského údolia veľmi pravdepodobne vznikala na plytkom svahu bazéna v sprievode psamiticko-pelitickej sedimentácie. Podľa pozorovania v celej zóne vývoj karbonátovej sekvencie v črmeľskej oblasti presahuje hranicu karbónu a zasahuje do permu, resp. aj vyšších stratigrafických úrovní (spodná časť karbonátov má veľmi podobný vývoj ako nadložie hámorských vrstiev v Dobšinskom potoku, t. j. sivý až čierny vápenec a dolomit s vložkami a polohami čiernych bridlíc až pieskovca s pozvoľným prechodom do prúžkovaného pestrého vápenca s polohami a prúžkami fialových a zelených bridlíc, pieskovca a bielosivých kvarcitov). Celý tento súbor hornín, nielen jeho spodná časť, sa veľmi podobá stružencckej sérii, teda karbonátom v nadloží hámorských vrstiev v Dobšinskom potoku. Je podobný aj sekvencii karbonátov na J od Medzeva a v podstate aj všetkým lokalitám v západnej (dobšinsko-ochtinskej) hraničnej zóne, ale tam sa zachovali väčšinou iba spodnejšie časti karbonátového súboru.

Záver - obalové jednotky ako báza meliatskeho vývoja

Ak sa uvažuje, že v istých častiach bazéna je plynulý prechod karbón - perm, resp. perm - trias a že sú tieto prechody naznačené vo všetkých troch skúmaných oblastiach, potom nie je dôvod nepredpokladať, že v centrálnobazénovej časti pokračoval vývoj pelitickej a postupne aj hlbokovodnej fácie so zodpovedajúcimi litotypmi pozvoľne do triasu, teda do meliatskeho vývoja. Na druhej strane sa na postupne stabilizovaných okrajoch bazéna v triase rozšírila karbonátová sedimentácia - silický vývoj triasu. Preto predpokladáme, že centrálnobazénové časti karbónskej či permskej sedimentácie na hranici gemerika a veporika by už mohli byť zárodkom alebo počiatkom meliatskeho vývoja triasu, kým ostatná časť gemerika sa stala stabilnou platňou pre karbonátovú sedimentáciu silického vývoja triasu. Okrajová oblasť gemerika by predstavovala iba výbežky a zálivy triasového meliatskeho bazéna (azda oceánskeho žľabu - trogu), ktorého najväčšia expanzia sa predpokladá v ladine až karne (Kozur, 1991) s následnou hlbokovodnou sedimentáciou a platňové karbonáty silického triasu produkty okrajových morí na stabilných plaňach - blokoch. V oblasti gemerika a v jeho priľahlej časti potom neprekvapuje výskyt silického a meliatskeho vý-

voja vedľa seba, aj keď nepochybne ich tektonické zblíženie je evidentné. Táto predstava nemusí byť príliš vzdialená predstave Mella (1993) a Riechwaldera (1982), Greculu (1982) a odpovedá tektonickej predstave o zosunutí karbonátových platní (blokov) silického vývoja triasu na meliatske sekvencie počas alpínskych tektonických udalostí. Iné rekonštrukcie predpokladajú, že silický sedimentačný priestor bol severnejšie od meliatskeho (napr. Kozur a Mock, 1973; Mock et al., 1993). V alpínskej tektonickej epoche mladopaleozoicko-triasovo-?jurská výplň bazénu bola v transpresnom tektonickom režime veľmi silne deformovaná, zošupinatená (tektonická melanž), čím sa vzťah jednotlivých faciálnych vývojov veľmi skomplikoval.

Literatúra

Bartalský, B. 1992: Geochemická charakteristika karbónskych vývojov západnej časti gemerika. *In: Grecula, P. & Kucharič, Ľ.: Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript - archív GP Sp. Nová Ves.*

Grecula, P. 1968: Geológia, tektonika a metalogenéza východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. [Záverečná správa z úlohy SGR - východ.] *Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves.*

Grecula, P. 1982: Gemerikum - segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Mineralia slov. - Monogr., Bratislava, Alfa, 263.*

Grecula, P. et al. 1992: SGR-geofyzika, stykové zóny. [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves.*

Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleoalpínske jednotky. *Veda SAV Bratislava.*

Mello, J. et al. 1993: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Kozur, H. 1991: The evolution of Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. *Palaeog. Palaeoclim. Palaeoecol., 87, 109 - 135.*

Kozur, H. & Mock, R. 1973: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie und Tektonik des Slowakischen Karstes. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 24, 265 - 374.*

Reichwalder, P. 1982: Structural characteristic of root zones of some nappes in innermost part of West Carpathians. *In: Maheľ, M. (Ed.): Alpine structural elements: Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir orogene zone. Veda, Bratislava, 43 - 56.*

Late Paleozoic of the boundary zone of Gemericum and Veporicum - sequences of the initial stage of Meliata development

The Late Paleozoic basin in the boundary zone of Gemericum and Veporicum was formed from beginning as one common sedimentary basin being gradually wider and filled (Fig. 1). The source of the material of sedimentary basin was represented by rock complexes of Gemericum and Veporicum. These were folded and metamorphosed before the origin of Carboniferous basin, so in the fundamental features also the Variscan nappe setting was completed. Generally also the present relations of Veporicum and Gemericum were fixed, i.e. the nappe overthrust of Gemeric units on the simultaneously formed nappe units of Veporicum.

The approximately following tectonic setting has to be supposed before the sedimentation of Carboniferous sequences, because:

- Carboniferous sediments are lithologically copying their immediate and near underlier, i.e. the nearly all known lithotypes.
- Carboniferous sediments contain material from all lithostratigraphic units of Gemericum and Veporicum, deposited in their immediate or near overlier.
- The boundaries of the Variscan nappes are overlapped by Carboniferous (and Permian) sediments.
- The Late Paleozoic formations are not deformed by Variscan nappes.
- Metamorphites of Early Paleozoic age of Gemericum (e.g. amphibolites, gneisses, phyllites, etc.), or of crystalline complexes of Veporicum are already in conglomerates of the cover formations.
- The rock complexes of the Late Paleozoic cover with the source material of nappes of Gemeric part of sedimentary basin reach deeply into the influence and source area of Veporicum and vice versa. In both horizontal and vertical directions the influences of either first or the second source are overlapping.
- The marginal developments of the basin are essentially characterized by the coarse-clastic sedimentation, but are isotropic (the origin of the same lithotypes in the same paleogeographic environment but not equivalent time period). That is why they cannot be supposed as the leading lithostratigraphic horizon, but only as the marginal facies of the sedimentary basin. These facies lasted during the whole development (spreading) of the basin, spatially developed along the larger part of the margin of sedimentary area independently on the tectonic arrangement of footwall.

It is not probable that the recent margins of the Late Paleozoic sedimentary basin correspond at least approximately to the original distribution of the Late Paleozoic sediments.

In spite of above mentioned there are in the Črmeľ as well as the Ochtiná-Dobšiná areas the signs disclosing that the Carboniferous complexes gradually pass into Permian, or even to Triassic ones. From this there can be assumed that in the central parts of basin there is probable the continual development from Carboniferous to Permian sediments (the more precise time span is not known) and even more probable to Triassic ones.

The gradual spreading of the Late Paleozoic sedimentary basin caused the situation, that locally there is present the transition from Carboniferous to Permian (Triassic), somewhere only Permian - Triassic, or from the Middle Triassic higher.

On the basis of this explanation of the Late Paleozoic development on the boundary zone between Gemericum and Veporicum there must be expected the very different lithofacial developments in the various parts of Gemericum. This fact has been pointed out also by Maheľ (1986) and others.

When reasoning that the transitions Carboniferous - Permian, or Permian - Triassic are present in some parts of sedimentary basin and these transtions have their traces in all three investigated areas, then there is no reason to exclude the gradual sedimentation of pelitic and later also the deep-water sediments with the corresponding lithotypes into the Triassic, i.e. Meliata development in the central part of basin. On the other side, the carbonatic sediments - the Silica development of Triassic - were gradually spread on the stabilized margins of the sedimentary basin. That is why we suppose, that in the central parts of basin the Carboniferous or Permian sedimentation would represent the embryonic stage or beginning of the Meliata development of Triassic on the boundary zone of Gemericum and Veporicum. The further part of Gemericum became the stabilized plate for the carbonatic sedimentation of the Silica development of Triassic. The marginal part of Gemericum would represent only the branches and embayments of the Triassic Meliata basin (maybe the oceanic trough) and the plate carbonates of the Silica Triassic the products of the marginal seas on the stabilized plates - blocks. In the area of Gemericum and its neighbouring parts then do not surprise the occurrence of Silica and Meliata developments side by side, although their tectonic approach is evident withough doubt. This interpretion does not be very distant from that of Reichwalder (1982) and corresponds to the tectonic interpretation of down-sliding of carbonatic sheets (blocks) of Silica Triassic development on the Meliata sequences during the Alpine events.

With respect to the Meliata development there are described the occurrences of basic rocks and stratigraphically are put into Triassic. The occurrences of so-called basic rocks in the investigated area on the localities put to Meliata development are, according to our investigation, the members of the carbonatic sequences and very probable represent the disturbed and redeposited Early Paleozoic bazalt-keratophyre and ophiolithic complexes. This evaluation we refer also to the protolite of glaucophanites south of Medzev.

Mineralia slovaca, 26 (1994), 433 - 444

Minerály tetraedritovo-tennantitovo-goldfielditového radu z Kremnice

ĽUBOSLAV MAŤO

Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 5.5.1994)

The minerals of the tetrahedrite-tennantite-goldfieldite solid solution series from Kremnica (Central Slovakia)

In the Kremnica precious (± base) metal ore deposit, Central Slovakia, hosted by the Late Tertiary volcanic rocks, the arsenian goldfieldite, tellurian tennantite, tellurian argentian tetrahedrite and associated members form a continuos solid solution serie. They are distributed along a 5 km strike length of the vein system No. 1, and argentian tetrahedrite is the significant ore mineral of Ag. Available compositional data exhibites extensive substitution by a variety of elements, most frequently Cu, Ag, As, Sb, Te, and revealed that most specimes are heterogenous in composition. Tetrahedrite is of widespread occurrence, and four members with variations in Ag and Te were distinquished; range in silver and tellurium content from 0 to 37.63 wt. % Ag and 0 to 11.89 wt. % Te.

Compositional pattern observed in the tetrahedrite-tennanite-goldfieldite solid solution serie is due to fractional crystallization, and offers a more quantitative representation of the zoning and defines conditions under the minerals grow from more or less evolved fluids at different time.

Key words: Tetrahedrite-tennantite-goldfieldite solid solution serie, Kremnica precious (± base) metal ore deposit, Slovakia

Úvod

Mineralogické pomery a sukcesiu formovania mineralizácie v kremnických hydrotermálnych žilách 1. žilného systému (smerná dĺžka je 6,5 km a maximálna mocnosť v centrálnej časti 90 m; obr. 1) opisuje rad autorov (Böhmer, 1966; Maťo et al., 1987; Maťo a Háber, 1990; Maťo, 1992; Knésl et al., 1990; Knésl a Knéslová, 1991; Veľký, 1990; Bebej, 1993; Bebej a Dubaj, 1993). Zo strmo sklonených žíl (sklon 60 - 80° na V a smer na SSV - JJZ) s nižšou koncentráciou epitermálneho drahokovového ± polymetalického zrudnenia je opísaný aj relatívne hojný výskyt minerálov tetraedritovo-tennantitového radu (ďalej td-tn r.; Böhmer, 1966; Maťo, 1987 a 1989). Napriek dávnejšie známemu výskytu (Böhmer, 1966) sa ich chemické zloženie systematicky neštudovalo.

Zistenie telúrovej mineralizácie s vtrúseným epitermálnym drahokovovo-polymetalickým zrudnením v hlbších úrovniach karbonátovo-kremenných žíl v severnej časti 1. žilného systému a obsahu Te a Se v sulfosoliach Ag a tetraedrite (Maťo et al., 1987; Maťo, 1987, 1989) zo žíl v centrálnej časti evokovalo aj štúdium zloženia minerálov td-tn r. v smernom a vertikálnom intervale žilného systému. Analýzy minerálov td-tn r. potvrdili prítomnosť telúrových členov dvoch kontinuálnych radov pevného roztoku - tetraedritovo-tennantitového a tennantitovo-goldfielditového (ďalej td-tn-glf r.), a to, telúrového tennantitu, telúrového striebronosného tetraedritu a goldfielditu.

Hoci telúrový tennantit - tetraedrit a goldfieldit z niekoľkých ložísk sveta opísal rad autorov (Ransome et al., 1909; Frenzel et al., 1975; Tsepin et al., 1977; Loginov et al., 1983; Spiridonov et al., 1984; Igumnova, 1986; Kase, 1986; Knittel, 1989; Kovalenker et al., 1989; Shimizu a Stanley, 1991), všeobecne patria medzi minerály so zriedkavým výskytom.

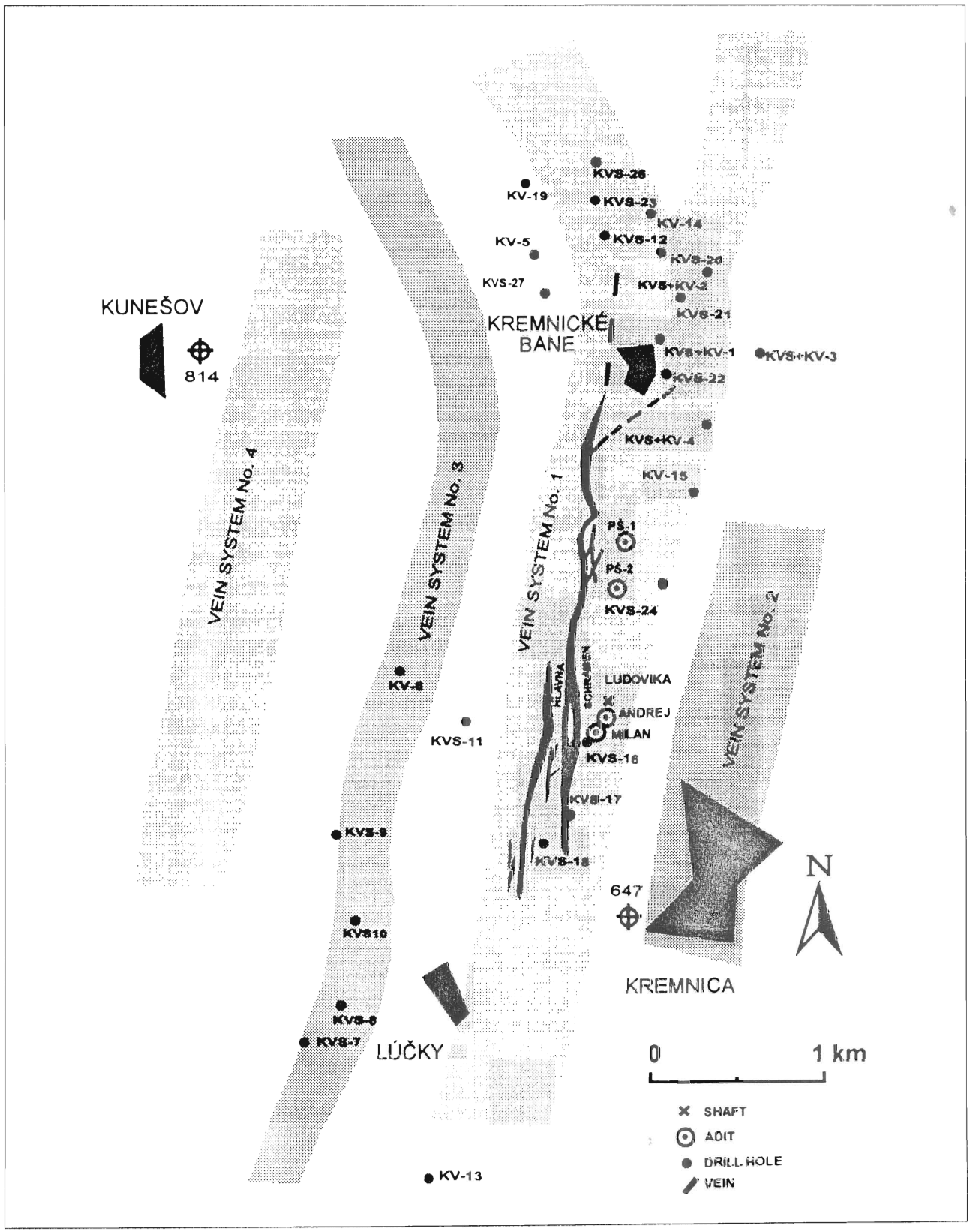
V príspevku opisujeme výskyt a chemické zloženie zistených minerálov td-tn-glf r. z Kremnice.

Charakteristika výskytu

Minerály td-tn-glf r. charakterizujú v odrazenom svetle odlišné optické vlastnosti (farebné odtiene a odraznosť), štruktúrne vzťahy a čiastočne aj výskyt v odlišných paragenetických asociáciách. Pozorované odlišnosti umožnili vyčleniť viaceré „generácie" (ďalej „gn") tetraedritov, tennantitov a goldfieldit (goldfieldit 1-A, telúrový tennantit 1-A, telúrový striebronosný tetraedrit 1-A, tetraedrit 1-B, tetraedrit II, tetraedrit III, tennantit - tetraedrit IV) a tiež predpokladať sukcesiu kryštalizácie minerálov td-tn-glf r. Všetky minerály td-tn-glf r. sa v paragenetických asociáciách spoločne nepozorovali.

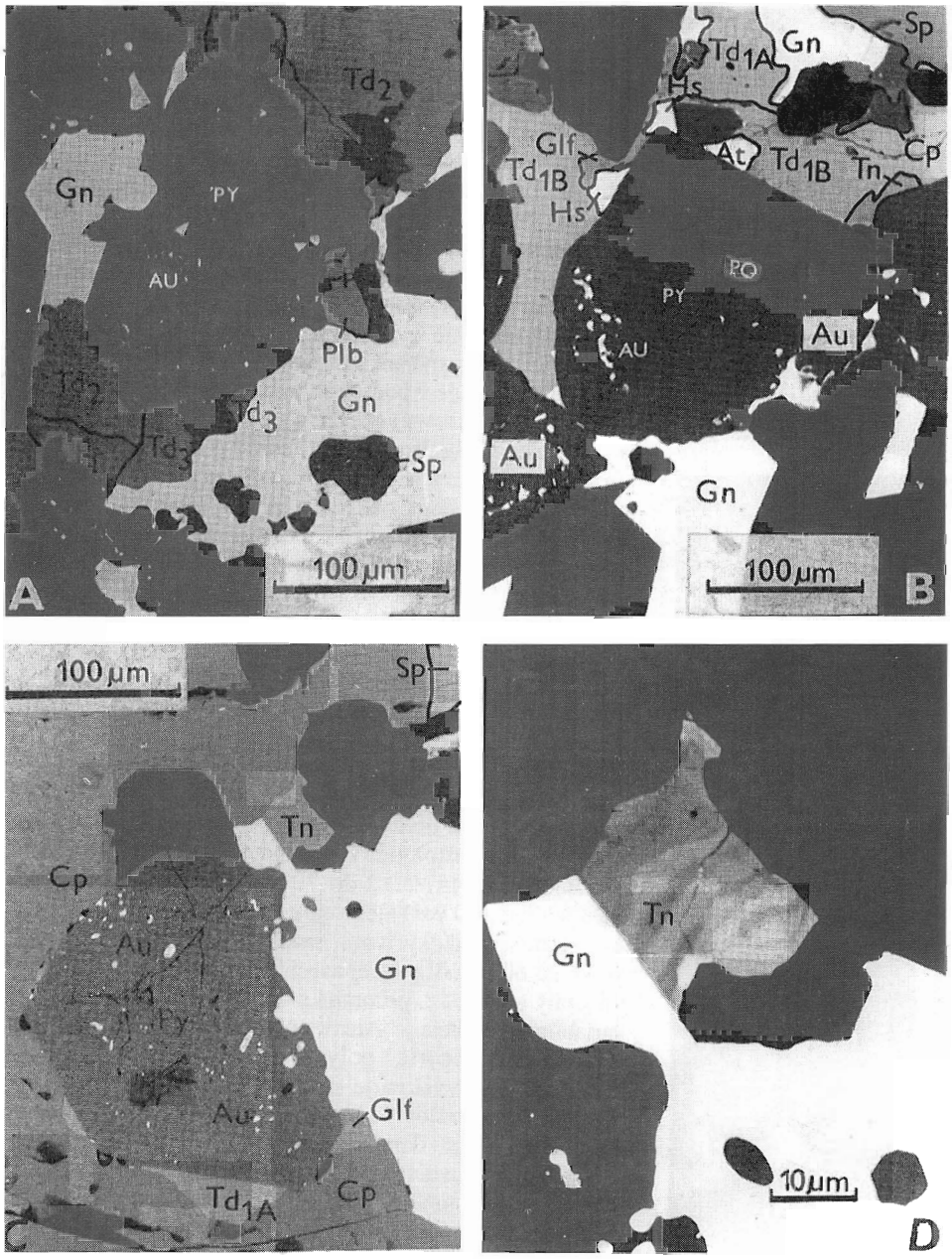
Tetraedrit je najhojnejší minerál td-tn-glf r. v žilách 1. žilného systému a jeho výskyt charakterizujú hlavne: 1. odlišné koncentrácie v smernom intervale, v severnej časti takmer dvakrát vyššie ako v centrálnej, a 2. relatívne vyššie koncentrácie v stredných úrovniach žíl (približne od 150 do 250 m) v severnej časti.

V minerálnej asociácii drahokovových žíl je však celkový podiel tetraedritu v porovnaní s celkovým obsahom minerálov Ag nižší. Tie tvoria bohatšie akumulácie, najmä vo vyšších úrovniach žíl v severnej časti 1. žilného systému (Maťo, 1989). Potvrdzuje to aj vyšší obsah Ag v zrudnení (cca 15 gt^{-1} Ag v centrálnej a nad 50 gt^{-1} Ag v severnej časti).



Obr. 1. Priebeh 1. žilného systému s lokalizáciou banských prieskumných diel a vrtov KV a KVŠ v kremnickom rudnom poli, z ktorých sa odobrali vzorky s minerálmi td-tn-glf r.

Fig. 1. Position and course of the vein system No. 1 with location of mining prospect entries, and drillholes KV and KVS in the Kremnica ore district.



Obr. 2. Skanové mikrofotografie. A - agregát xenomorfných zŕn pyritu (Py) s „inklúziami" Au (Au), galenitu (Gn), sfaleritu (Sp), chalkopyritu (Cp), polybázitu (Plb), pyrargyritu (Pr), tetraedritu II (Td_2) a tetraedritu III (Td_3). Galenit, sfalerit a chalkopyrit sa v centrálnej časti vyskytujú v akcesorickom obsahu; B - agregát xenomorfných zŕn pyritu s „inklúziami" Au a pyrotínu (Po), galenitu, sfaleritu, chalkopyritu, polybázitu, hessitu (Hs), altaitu (At), telúrového tennantitu I-A (Tn), telúrového striebronosného tetraedritu I-A (Td1A), goldfielditu (Glf) a tetraedritu I-B (Td1B) zo žíl v severnej časti; C - agregát galenitu, chalkopyritu, pyritu s „inklúziami" Au, sfaleritu, telúrového striebronosného tetraedritu, telúrového tennantitu. Minerály td-tn-glf_{ss} r. sa pomerne často vyskytujú v interstíciách zŕn pyritu, galenitu a chalkopyritu; D - detail telúrového tennantitu z obr. 2c so zonálnym zložením; E - agregát xenomorfných zŕn tetraedritu II a III, polybázitu, pyrargyritu, Au, proustitu (Pu) a pearceitu (Pc) z centrálnej časti 1. žilného systému.

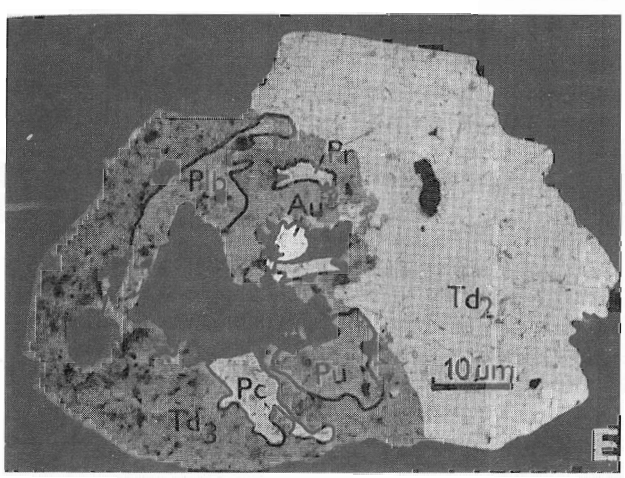
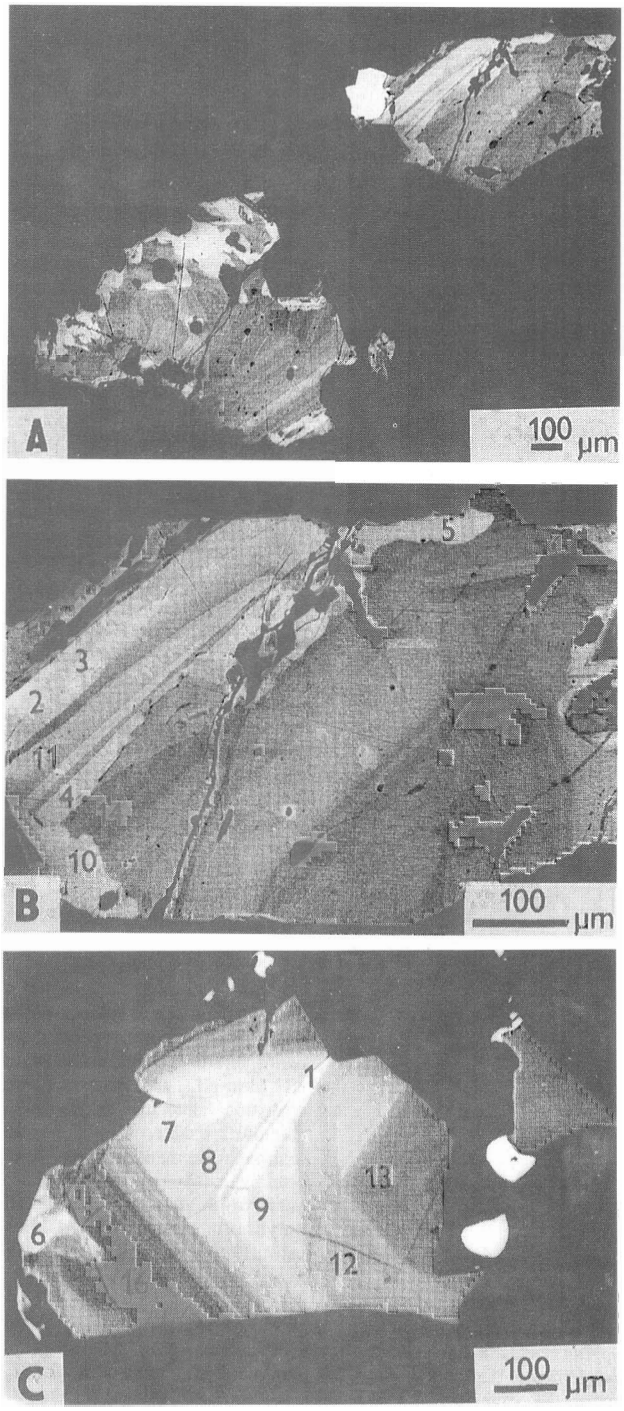


Fig. 2. Scanning microphotographs. A - aggregate of anhedral grains of pyrite (Py) with „inclusions" of gold (AU), galena (Gn), sphalerite (Sp), chalcopyrite (Cp), polybasite (Plb), pyrargyrite (Pr), tetrahedrite II (Td_2) and tetrahedrite III (Td_3). Generally, occurrence of galena, chalcopyrite and sphalerite in the central part of the vein system is rare, B - aggregate of anhedral grains of pyrite with „inclusions" of gold and pyrrhotite (Po), galena, sphalerite, chalcopyrite, polybasite, hessite (Hs), altaite (At), tellurian tennantite I-A (Tn), tellurian argentian tetrahedrite I-A (Td1A), goldfieldite (Glf) and tetrahedrite I-B (Td1B) from the veins of the northern part of the vein system No. 1, C - aggregate of galena, chalcopyrite, pyrite with „inclusions" of gold, sphalerite, tellurian argentian tetrahedrite, tellurian tennantite. Tellurian tennantite and goldfieldite occur mainly in small amounts in the interstices of granular pyrite with galena and chalcopyrite, D - detail of the tellurian tennantite form the figure 2c with zoned composition, E - aggregate of anhedral grains of tetrahedrite II and III, polybasite, pyrargyrite, gold, proustite (Pu) and pearceite (Pc) from central part of the vein system No. 1, Kremnica ore district.



Obr. 3. Skanové mikrofotografie. A - agregát xenomorfných zŕn minerálov tennantitovo-tetraedritového radu so zonálnym zložením z hlbších úrovní v severnej časti - svetlé pásiky tvorí tetraedrit. Časté sú „mozaikovité" zrasty zonálneho tennantitu a tetraedritu „IV"; B a C - xenomorfné zrná tennantitu a tetraedritu „IV" so zonálnym zložením (čísla v obr. 3b a c označujú miesta analýz).

Fig. 3. Scanning microphotographs. A - aggregate of anhedral grains of the tennantite-tetrahedrite serie with zoned composition from deeper level of the northern part of the vein system No. 1 (the light bands are tetrahedrite). Usually there are „mosaic" intergrowts of the tennantite and tetrahedrite „IV" with zoned composition, B and C - anhedral grains of tennantite-tetrahedrite$_{SS}$ „IV" with zoned composition, numbers on the figure 3b and c correspond to the analysis points illustrating in Table 1.

V blízkopovrchových úrovniach kremenných žíl s Au a s minerálmi Ag v centrálnej časti sa vyskytuje striebronosný tetraedrit II a freibergit (so zeleným odtieňom, s nízkym obsahom Te, zriedka aj so Se, resp. bez Te a Se). V zhlukoch agregátov sú zrasty xenomorfných zŕn striebronosného tetraedritu II (veľké 75 až 700 µm, v priemere 250 µm) s Au a s pestrou asociáciou minerálov Ag (obr. 2a, e).

V interstíciách zŕn Ag minerálov, Au a tetraedritu II v agregátoch je prítomný aj tetraedrit III (s tmavším zelenosivým odtieňom, obr. 2a), ktorý tvorí ojedinele väčšie akumulácie v žilách v centrálnej časti (obr. 2e). Tetraedrit II v porovnaní s tetraedritom III sa v minerálnej asociácii vyskytuje v podstatne vyššom podiele.

Vo vyšších úrovniach žíl v severnej časti je spolu s tetraedritom II (akcesorický obsah) prítomný v nízkom obsahu aj striebronosný tetraedrit I-B (so slabým ružovým odtieňom, s nižším obsahom Ag a relatívne vyšším obsahom Te a Se v porovnaní s tetraedritom II). V hlbších častiach žíl je s tetraedritom I-B (relatívne vyšší obsah a bez tetraedritu II) prítomný telúrový tennantit, telúrový striebronosný tetraedrit (s ružovofialovým až ružovosivým odtieňom) a goldfieldit (všetky označenia I-A; obr. 2b). Tie sú v nízkom obsahu len v karbonátovo-kremenných žilách, ktoré dosahujú mocnosť do 1 m a vyskytujú sa v hĺbke približne od 300 do 400 m.

Telúrový tennantit, telúrový striebronosný tetraedrit a goldfieldit (dovedna sa identifikovalo 6 zŕn goldfielditu, z toho iba štyri boli vhodné na overenie chemického zloženia) sú prítomné v agregátoch a tvoria v nich xenomorfné zrná veľké do 70 µm (v priemere 30 µm, goldfieldit do 20 µm) alebo sú v interstíciách zŕn (obr. 2b, c-d). Len sporadicky tvoria samostatné xenomorfné zrná veľké do 60 µm. V pestrej asociácii rudných minerálov sú minerály td-tn-glf r. prítomné s dominantným pyritom, vo variabilnom podiele je galenit vrátane Ag-Bi a Se galenitu, sfalerit, chalkopyrit, polybázit, hessit, altait a Au, sporadicky sa vyskytuje petzit a stützit (obr. 2b). Zo zistených minerálov td-tn-glf r. tetraedrit I-B v žilách 1. žilného systému dominuje.

V hlbších úrovniach žíl v severnej časti (približne od 400 m) sú prítomné minerály td-tn r. s nízkym obsahom Ag. Xenomorfné zrná tennantitu a tetraedritu „IV" (so sivým odtieňom) veľké až do 900 µm (v priemere 400 µm) sú zvyčajne zonálne a často tvoria zrasty v agregátoch (obr. 3a - c). Prítomné sú v asociácii s polymetalickými sulfidmi, v menšej miere s pyrargyritom, hessitom, altaitom a petzitom.

Analytické metódy a odber vzoriek

Minerály td-tn-glf r. sa študovali vo vzorkách z karbonátovo-kremenných a kremeňovo-karbonátových žíl s drahokovovou a drahokovovo-plymetalickou mineralizáciou. Odobrali sa v smernom a vertikálnom intervale žíl 1. žilného systému: z povrchových východov žíl v centrálnej a severnej časti, z banského diela Andrej a Milan v centrálnej časti (vertikálny interval cca 100 m), Vratislav (PŠ-1) a Vladimír (PŠ-2) v severnej časti (vertikálny

interval cca 70 m) z takmer 30 vrtov KV a KVŠ, ktorými sa overila mineralizácia do hĺbky vyše 1000 m v najsevernejšej časti žilného systému (obr. 1).

Analyzovalo sa vyše 100 zŕn minerálov td-tn-glf r. a získalo sa z nich vyše 250 mikrosondových analýz. Chemické zloženie minerálov td-tn-glf r. sa v prevažnej miere overilo na pracovisku CLEM GÚDŠ Bratislava na prístroji JEOL SUPERPROBE 733 (analytik Caňo) za použitia štandardov: syntetický PbSe (Se), HgSe (Hg), GaAs (As), čisté kovy - Ag, Te, Bi, prírodného $CuFeS_2$ (Cu), ZnS (Zn), troilitu (Fe, S), Sb_2S_3 (Sb) pri napätí 25 kV a prúde 3.10^{-8} nA a v stredisku elektrónovej mikroanalýzy ÚGG ČAV v Prahe na prístroji JEOL JXA 50 A (analytici: Kozumblíková, Langrová, Navrátil) pri napätí 20 kV a prúde $1{,}8.10^{-8}$ nA, korekcie sa vypočítali pomocou programu ZAF. Mikrosondové analýzy minerálov td-tn-glf r. sa prepočítali na 29 atómov, resp. 13 atómov S (celý súbor analýz a prepočty sú u autora, resp. súbor 81 analýz v redakcii).

Chemické zloženie

Variácie v chemickom zložení minerálov td-tn-glf r. z 1. žilného systému vyplývajú z odlišného obsahu hlavných prvkov (tab. 1). Zmeny v obsahu hlavných prvkov sa študovali vo všetkých „gn". td-tn-glf r. Nižší obsah Se sa zistil v tetraedritoch I-B a II zo severnej, resp. z centrálnej časti. Bi a Hg sú zriedka prítomné v nízkom obsahu v tetraedrite III a „IV", resp. v tennantite zo severnej časti.

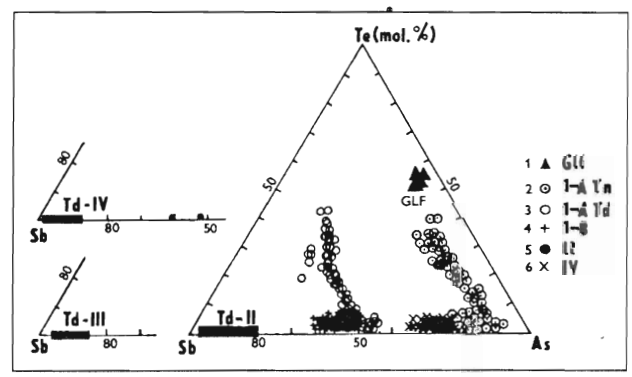
Z ternárneho diagramu Sb-As-Te, ktorý dokumentuje zloženie minerálov td-tn-glf r. z Kremnice (obr. 4), možno pozorovať, že reprezentujú minerály zodpovedajúce dvom kontinuálnym radom pevného roztoku: tetraedritovo-tennantitovému a tennantitovo-goldfielditovému s prevahou členov tetraedritového zloženia.

Okrem odlišnej koncentrácie sa tetraedrity v smernom intervale a vertikálnom rozsahu žilného systému odlišujú: 1. obsahom Ag, nižší je v tetraedritoch zo severnej časti a z hlbších úrovní žíl, 2. obsahom Te, vyšší je v tetraedritoch zo severnej časti (Maťo, 1989; Maťo et al., 1990).

Jednotlivé „gn." tetraedritov sa navzájom odlišujú, resp. iba niektoré (I-A a I-B) sú pomerne blízke, a to v obsahu viacerých prvkov (Cu, Ag, ďalej Sb, As, Te), ako aj dvojmocných katiónov Zn a Fe. Aj v rámci „gn." možno pozorovať variácie v obsahu prvkov: I-A (Cu, Sb, As, Te a Zn), I-B (As a Ag), II (Ag), III (Cu a Ag) a „IV" (As a Sb). Analýzy tetraedritov v jednotlivých „gn." potvrdili ich heterogénne zloženie.

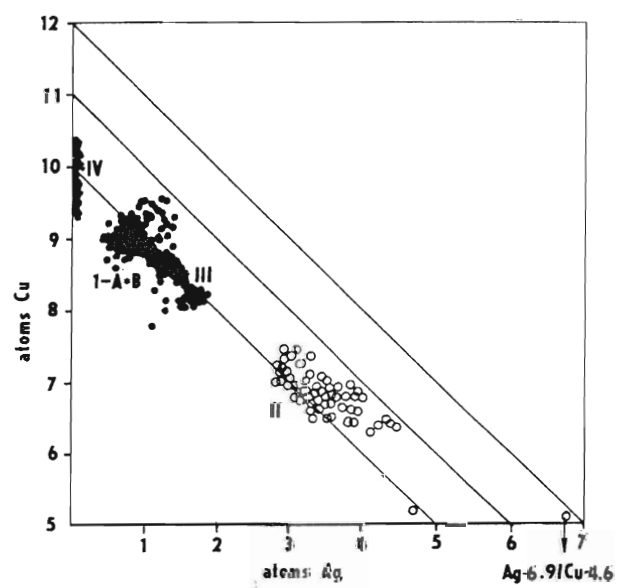
Rozsah obsahu Cu a Ag vo všetkých „gn." tetraedritov je pomerne široký. Obsah Cu je od 6 do 10 atómov (zriedka >10 a v dvoch vzorkách <6 atómov), čo korešponduje s obsahom Σ(Cu + Ag) <10 a >10 atómov vo vzorci (obr. 5). Diagram Cu vs. Ag (obr. 5) dokumentuje negatívnu lineárnu koreláciu a zároveň indikuje substitúciu Cu - Ag. Obsah Cu v tetraedritoch 1-A až „IV" (prepočet na 13 atómov S) je od 15,76 do 35,12 at. %, Ag varíruje od 0,03 do 23,83 at. % a obsah Σ(Cu + Ag) dosahuje 30,81 až 39,59 at. %. Tieto hodnoty kompenzujú obsah Σ(Fe + Zn), ktorý je od 8,76 do 4,43 at. % (v jednej vzorke Σ(Fe + Zn) = 10,22 at. %). Obsah Σ(Cu + Ag) vyšší ako 34,48 at. % (vo vzorci $(Cu, Ag)_{10}(Fe, Zn)_2(Sb, As)_4S_{13}$ táto hodnota zodpovedá 10 vzorcovým jednotkám; viac ako 56 % analyzovaných tetraedritov má vyšší obsah Σ(Cu + Ag) a indikuje prítomnosť Cu a Ag aj v tetraedrickej (TET) - (bivalentnej) pozícii (Jeanloz a Johnson, 1984), z čoho vyplýva, že Cu a Ag obsadzujú súčasne trigonálnu (TRG) aj tetraédrickú (TET) pozíciu podľa vzorca $(Cu, Ag)_6^{TRG}[Cu, Ag_{2/3}(Fe, Zn, Hg)_{1/3}]_6^{TET}(Sb, As, Bi, Te)_4^{SM}(S, Se)_{13}^{OCT}$ (Sack a Loucks, 1985).

Zloženie „gn." tetraedritov 1-A až „IV" korešponduje so zmenami dvojice prvkov Cu - Ag, Sb - As, menej Fe - Zn, resp. (Sb, As) - Te. Variácie a trend v ich zložení do-



Obr. 4. Trojuholníkový diagram Sb-As-Te zloženia minerálov td-tn-glf r. z 1. žilného systému z Kremnice.

Fig. 4. Ternary compositional plot of the minerals of the td-tn-glf$_{ss}$ serie from the vein system No. 1, Kremnica ore district.



Obr. 5. Diagram znázorňujúci vzťah medzi Cu a Ag a počet Cu atómov vs. Ag atómy v tetraedritoch. Stredná línia zodpovedá piatim atómom Cu v M1 pozícii, spodná štyrom atómom Cu v M1 pozícii.

Fig. 5. Plot illustrating relationship between Cu and Ag and number of Cu atoms versus number of Ag atoms for samples of the tetrahedrites$_{ss}$. Middle line is for five Cu atoms in M1 site, and lowermost line is for Cu atoms in M1 site.

TAB. 1

Vybrané reprezentatívne mikrosondové analýzy minerálov td-tn-glf r. z 1. žilného systému (Kremnica)

Selected representative electron microprobe analyses of the minerals of the tetrahedrite - tennantite - goldfieldite$_{SS}$ serie from the vein system No. 1, (Kremnica ore district)

	Cu	Zn	Fe	As	Sb	Ag	Te	Se	S	Σ
1	44,28	2,19	0,25	7,44	2,52	-	16,35	-	26,03	99,06
2	45,11	1,70	0,35	7,15	1,99	0,06	16,92	-	25,90	99,18
3	47,12	0,60	0,22	7,91	1,28	-	17,0	-	25,95	100,08
4	46,28	0,70	0,26	7,09	1,82	-	17,12	-	26,31	99,58
5	46,15	0,18	0,09	7,61	1,21	-	17,56	-	26,76	99,56
6	42,46	6,51	1,62	14,07	5,62	0,04	1,78	-	27,16	99,26
7	42,18	5,88	1,91	15,89	2,41	0,07	3,55	-	27,05	98,94
8	43,19	4,59	1,68	14,64	3,19	0,09	5,12	-	27,24	99,71
9	42,63	3,96	1,47	12,02	4,03	0,39	8,47	-	26,31	99,28
10	47,96	1,26	1,13	8,95	1,96	0,03	11,37	-	27,18	99,84
11	33,55	4,77	2,17	10,41	15,17	8,31	0,57	-	24,55	99,50
12	35,25	5,70	2,50	10,84	14,05	6,09	1,05	-	24,84	100,32
13	36,71	4,05	1,26	7,34	15,01	8,50	2,91	-	24,22	100,00
14	35,35	3,29	1,47	4,83	13,94	8,79	6,66	-	25,15	99,48
15	35,83	3,46	1,92	4,03	12,22	7,36	8,41	-	26,40	99,63
16	34,77	6,30	1,66	8,83	15,35	4,70	1,27	1,07	25,76	99,71
17	35,46	5,93	1,25	7,86	15,20	6,49	1,64	0,56	25,16	99,55
18	33,36	4,81	2,46	9,55	15,07	7,94	1,05	0,79	23,99	99,02
19	35,03	5,50	2,79	7,17	16,34	6,68	1,10	0,81	24,78	100,20
20	35,68	5,15	2,23	7,40	16,48	6,04	1,89	0,59	24,12	99,58
21	22,35	4,79	2,07	1,77	25,37	21,21	0,48	0,12	21,40	99,56
22	23,76	5,63	1,03	1,91	25,18	19,78	0,17	-	22,04	99,50
23	22,73	5,66	1,24	1,37	25,78	16,69	0,33	-	22,39	99,19
24	17,89	1,47	3,97	2,69	23,28	27,07	1,38	-	22,20	99,95
25	14,65	1,43	3,78	2,63	20,66	37,63	-	-	18,91	99,69
	Cu	Zn	Fe	As	Sb	Ag	Te	Se	S	Σ
26	33,64	5,60	1,24	1,35	28,31	6,66	-	-	23,41	100,21
27	32,28	6,41	1,03	1,02	28,94	7,14	-	-	23,27	100,09
28	31,80	5,97	0,43	1,55	26,94	9,56	-	-	23,98	100,23
29	30,17	5,85	1,11	2,21	27,12	10,35	-	-	23,56	100,37
30	29,45	5,38	1,36	1,69	27,42	11,10	0,37	0,08	23,61	100,46
31	36,12	7,74	0,21	0,74	29,61	0,46	0,02	0,46	24,40	99,76
32	35,42	7,32	0,19	1,44	29,33	0,06	0,05	0,44	24,78	99,03
33	37,11	7,51	0,28	2,13	27,23	0,52	0,06	-	25,06	99,90
34	38,76	7,78	0,48	7,96	19,41	0,30	0,11	0,02	24,26	99,08
35	39,01	7,71	0,54	8,62	16,70	0,17	-	-	25,64	99,00
36	40,22	8,15	0,70	13,20	9,72	0,20	-	0,07	26,92	99,85
37	40,42	7,37	0,81	15,36	8,56	0,07	-	0,10	26,20	99,26
38	39,61	8,06	0,59	15,63	9,64	0,13	-	-	25,60	99,29
39	41,66	8,11	0,69	17,16	6,29	0,11	-	0,04	25,19	99,25

Analýzy: 1 - 5 - goldfieldit 1-A, 6 - 10 - telúrový tennantit 1-A, 11 - 15 - telúrový striebronosný tetraedrit 1-A, 16 - 20 - tetraedrit 1-B, 21 - 25 - tetraedrit II, 26 - 30 - tetraedrit III, 31 - 35 - tetraedrit „IV", 36 - 39 - tennantit „IV".

Analyses: 1 - 5 - goldfieldite 1-A, 6 - 10 - tellurian tennantite 1-A, 11 - 15 - tellurian argentian tetrahedrite 1-A, 16 - 20 - tetrahedrite 1-B, 21 - 25 - tetrahedrite II., 26 - 30 - tetrahedrite III., 31 - 35 - tetrahedrite „IV", 36 - 39 - tennantite „IV".

kumentuje diagram Ag/(Ag + Cu) vs. As/(As + Sb + Te) v obr. 6, z ktorého vidieť, že: 1. sa vyčlenené „gn." tetraedritov koncentrujú do štyroch skupín s relatívne malým rozptylom, 2. táto diferenciácia je zrejme výsledkom postupnej kryštalizácie z fluid s meniacim sa zložením, 3. staršie „gn." 1-A a 1-B kryštalizovali v pomerne blízkom časovom intervale, 4. tieto tetraedrity majú vyšší obsah As a nižší Ag, 5. kryštalizácia tetraedritov s vyšším obsahom Ag až freibergitov pravdepodobne súvisela s „relatívne odlišnými" pulzami na Ag bohatších fluid, 6. trend znižovania obsahu Ag v tetraedritoch sa výraznejšie uplatnil od II „gn.". Vyčlenené „gn." tetraedritov v diagrame korešpondujú aj s ich pozíciou a distribúciou v žilách „gn." tetraedritov s vyšším obsahom Ag sú vo vyšších úrovniach 1. žilného systému.

V porovnaní so staršími „gn." I-A a I-B je v tetraedrite II-III-„IV" takmer dvojnásobne vyšší obsah tetraedritovej molekuly [Sb/(Sb+As+Te)] (obr. 7) a obsah Sb rastie od starších po najmladšie „gn.". Všetky „gn." charakterizuje prevaha Zn nad Fe (len v niekoľkých vzorkách je Fe > Zn) a najvýraznejšia je v tetraedrite „IV". V starších „gn." I-A a I-B je podiel Fe väčší a hodnoty atómového pomeru Fe/Zn (obr. 7) dokumentujú trend znižovania obsahu Fe v tetraedritoch od starších po najmladšie „gn." (okrem tetraedritov II).

Takmer 70 % analyzovaných sulfosolí z 1. žilného systému obsahuje Te. Najvyšší obsah Te (hmot. %; tab. 1) je v starších „gn.", v goldfieldite (do 17,56, priemer 16,99; obsah goldfielditovej molekuly [ďalej len glf. mol.] je od 51,64 do 55,3 %), v telúrových tennantitoch (Te je od 0,2 do 13,08, priemer 4,97; obsah glf. mol. je od 0,02 do 39,71 %) a v te-

Pokračovanie tab. 1. - Continuation of Tab. 1.

Atómový podiel - prepočet na 29 atómov

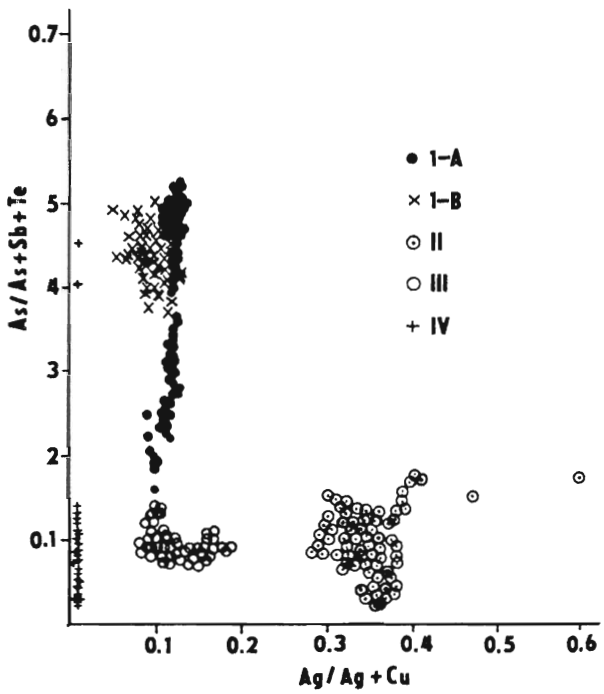
	Cu	Zn	Fe	As	Sb	Ag	Te	Se	S
1	11,34	0,55	0,07	1,62	0,34	-	2,09	-	13,22
2	11,51	0,42	0,10	1,55	0,26	0,01	2,15	-	13,09
3	11,82	0,15	0,06	1,68	0,17	-	2,12	-	12,90
4	11,80	0,17	0,08	1,53	0,24	-	2,17	-	13,30
5	11,86	0,04	0,03	1,66	0,16	-	2,25	-	13,63
6	10,23	1,52	0,44	2,88	0,71	0,01	0,21	-	12,97
7	10,13	1,37	0,52	3,24	0,30	0,01	0,42	-	12,88
8	10,43	1,08	0,46	3,00	0,40	0,01	0,62	-	13,04
9	10,51	0,95	0,41	2,51	0,52	0,06	1,04	-	12,86
10	11,85	0,30	0,32	1,88	0,25	-	1,40	-	13,31
11	8,58	1,19	0,63	2,26	2,02	1,25	0,07	-	12,44
12	9,29	1,46	0,75	2,42	1,93	-	0,14	-	12,98
13	9,38	1,01	0,37	1,59	2,00	1,28	0,37	-	12,27
14	9,41	0,85	0,45	1,09	1,94	1,38	0,88	-	13,27
15	9,60	0,90	0,59	0,92	1,71	1,16	1,12	-	13,98
16	9,02	1,59	0,49	1,94	2,08	0,72	0,16	0,22	13,24
17	9,17	1,49	0,37	1,72	2,05	0,99	0,21	0,12	12,89
18	8,61	1,21	0,72	2,09	2,03	1,21	0,13	0,16	12,27
19	8,95	1,37	0,81	1,55	2,18	1,01	0,14	0,17	12,55
20	9,12	1,28	0,65	1,60	2,20	0,91	0,24	0,12	12,22
21	6,29	1,31	0,66	0,42	3,73	3,52	0,07	0,03	11,94
22	6,68	1,54	0,33	0,46	3,70	3,28	0,02	-	12,28
23	6,49	1,57	0,40	0,33	3,84	3,31	0,05	-	12,67
24	5,25	0,42	1,33	0,67	3,56	4,68	0,20	-	12,90
25	4,57	0,43	1,34	0,70	3,36	6,91	-	-	11,69
	Cu	Zn	Fe	As	Sb	Ag	Te	Se	S
26	8,92	1,44	0,37	0,30	3,92	1,04	-	-	12,30
27	8,63	1,67	0,31	0,23	4,04	1,12	-	-	12,33
28	8,61	1,57	0,13	0,36	3,81	1,52	-	-	12,87
29	8,15	1,54	0,34	0,51	3,82	1,65	-	-	12,61
30	8,03	1,43	0,42	0,39	3,90	1,78	0,03	0,01	12,77
31	9,57	1,99	0,06	0,17	4,09	0,07	-	0,04	12,81
32	9,53	1,91	0,06	0,33	4,12	0,01	-	0,04	13,21
33	9,72	1,91	0,08	0,47	3,72	0,08	-	-	13,01
34	9,70	1,89	0,14	1,69	2,53	0,04	0,01	-	12,03
35	9,82	1,89	0,15	1,84	2,19	0,03	-	-	12,80
36	9,80	1,93	0,19	2,73	1,24	0,03	-	0,01	13,00
37	9,76	1,73	0,22	3,15	1,08	0,01	-	0,01	12,54
38	9,53	1,88	0,16	3,19	1,21	0,02	-	-	12,21
39	9,77	1,85	0,18	3,41	0,77	0,02	-	-	11,71

lúrových striebronosných tetraedritoch 1-A (Te je od 0,3 do 11,89, priemer 4,70; obsah glf. mol. je od 0,97 do 42,01 %). V nich (okrem goldfielditu) sú aj najväčšie rozdiely v obsahu Te. Nižší obsah Te a menšie rozdiely v ňom sú v tetraedritoch 1-B (od 0,8 do 1,89, priemer 1,35; obsah glf. mol. je od 2,59 do 5,87 %), resp. nízky obsah je v tetraedritoch II (od 0,12 do 0,48, priemer 0,27; obsah glf. mol. je od 0,51 do 1,53 %). V mladších „gn." III a „IV" je absencia Te, resp. nízky obsah Te $\leq$ 0,67 hmot. % sa zistil len v 5 vzorkách.

Z diagramu Sb-As-Te (obr. 4) je tiež zrejmé, že telúrové tennantity a telúrové striebronosné tetraedrity 1-A sa koncentrujú v dvoch rozsiahlejších poliach, ktoré reprezentujú viaceré členy td-tn-glf_{SS} r. Naproti tomu telúrové striebronosné tetraedrity 1-B, resp. II majú malý rozptyl a rozsah poľa koncentrácie.

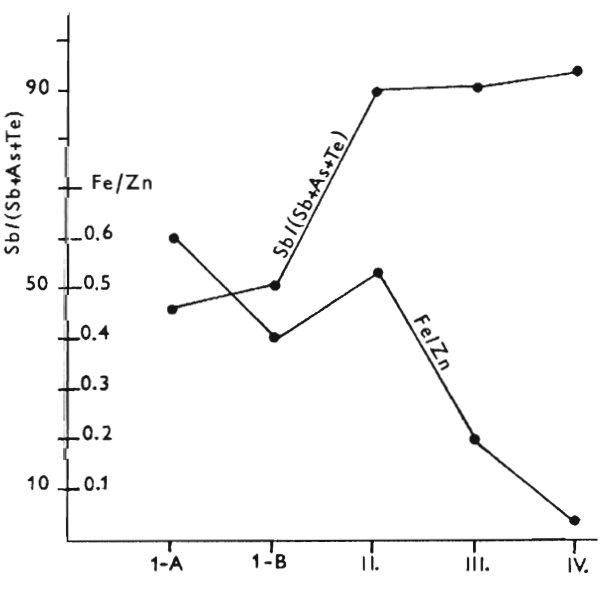
Interval obsahu (prepočet na 13 atómov S) Σ(Sb+As+Te) v mineráloch td-tn-glf r. z 1. žilného systému je: 1. od 3,87 do 4,01 v goldfielditoch s Te = 2,05 - 2,14, 2. od 3,45 do 4,46 v telúrových tennantitoch 1-A s Te = 0,02 - 1,54, 3. od 3,24 do 4,56 v telúrových striebronosných tetraedritoch 1-A s Te = 0,04 - 1,42, 4. od 3,69 do 4,48 v telúrových striebronosných tetraedritoch 1-B s Te = 0,10 - 0,25, 5. od 3,93 do 4,58 v telúrových striebronosných tetraedritoch II s Te = 0,02 - 0,2. Diagram Σ(As+Sb) vs. Te (obr. 8) ilustruje negatívny vzťah znižovania obsahu (As+Sb) so zvyšujúcim sa obsahom Te, resp. nahrádzanie (As+Sb) - Te v goldfieldite a telúrových tennantitoch - Ag tetraedritoch. Potvrdili to aj vypočítané hodnoty (N_{As+Sb}) obsahu (As+Sb), ktoré dokumentovali generálne negatívnu lineárnu koreláciu s Te(N_{Te}) (všetky sulfosoli s obsahom Te sa prepočítali ako jeden súbor; údaje sú u autora).

Substitúciu Te^{4+}-$(As, Sb)^{3+}$ v súvislosti s variáciami v zložení goldfielditov a telúrových tennantitov - tetraedritov verifikovali viacerí autori. Springer (1969), neskôr Tsepin et al. (1977) a iní konštatovali, že prebytok nábojov spôsobený substitúciou Te^{4+}-$(Sb, As)^{3+}$ môžu kompen-



Obr. 6. Diagram znázorňujúci pomer As/(As+Sb+Te) vs. Ag/(Ag+Cu) a trend v zložení tetraedritov. Štyri skupiny tetraedritov korešpondujú s ich pozíciou a distribúciou v žilách 1. žilného systému.

Fig. 6. Plot illustrating As/(As + Sb + Te) versus Ag/(Ag + Cu) ratious and compositional trend of the tetrahedrites$_{ss}$. The four clusters of the tetrahedrites$_{ss}$ correspond to their spatial position and distribution in veins of the vein system No. 1, Kremnica ore district.



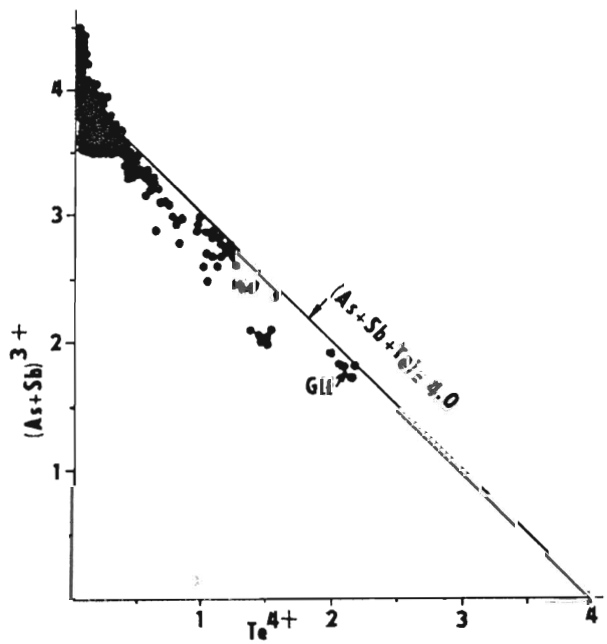
Obr. 7. Diagram pomeru Fe/Zn a Sb/(Sb+As+Te) v tetraedritoch ilustruje trend znižovania obsahu železa a zvyšovania tetraedritovej molekuly v piatich generáciách tetraedritov (označenie 1-A až IV).

Fig. 7. Plot of Fe/Zn and Sb/(Sb + As + Te) ratious in the tetrahedrites$_{ss}$ illustrates the trend of decreasing Fe content and increasing of the tetrahedrite molecule in the five members of the tetrahedrites.

zovať Cu vakancie. Ich existenciu predpokladali pri obsahu Te > aj < 2 atómy pre Σ(Te+Sb+As+Bi) = 4. Kato a Sakurai (1970) uviedli, že Te^{4+} nahrádza $(Sb, As)^{3+}$ v telúrových tetraedritoch a maximálny obsah Te je nižší ako dva atómy vo vzorci. Goldfieldit redefinovali ako tetraedrit s vyšším atómovým podielom Te > (Sb+As+Bi). Kalbskopf (1974) zistil, že substitúcia Te^{4+}-$(Sb, As)^{3+}$ v goldfielditovo-tetraedritovom rade súvisí so znižovaním obsahu Cu^{+} v trigonálnej (TRG) pozícii a s existenciou Cu vakancií. Navrhol aj vzorec $Cu_6^{TET}Cu_{6-x}^{TRG}Te_4S_{13}$ s $x \leq 2$ pre goldfieldit. Nakai et al. (1976) konštatovali, že v tetraedritoch je prítomná len Cu^{+} a vakancie sú v tetraedritoch s obsahom Te väčším ako 2 atómy vo vzorci. Neskôr aj Kovalenker et al. (1989) dokumentovali existenciu defektov v štruktúre As goldfielditu a predpokladali v nich prítomnosť iba Cu^{+}. Novgorodova et al. (1978) konštatovali, že substitúciu Te^{4+} - Sb^{3+} kompenzuje redukcia Cu^{2+} na Cu^{+}. Johnson (1982), Kase (1986) a Knittel (1989) zdvojenú substitúciu (Cu, Fe, Zn)$^{2+}$(Sb, As)$^{3+}$ - $Cu^{+}Te^{4+}$ v telúrových tennantitoch, resp. neskôr Shimizu a Stanley (1991) aj v goldfielditovo-tetraedritovom rade už opísali.

Najnovšie Shimizu a Stanley (1991) potvrdili, že sa zámena Te^{4+}-$(Sb, As)^{3+}$ uskutočňuje: a) zdvojenou substitúciou Cu^{+} - Te^{4+} - (Cu, Fe, Zn)$^{2+}$(Sb, As)$^{3+}$ v goldfielditovo-tetraedritovom rade, b) zdvojenou substitúciou ■ (vakancie)Te^{4+}-- Cu^{+}(Sb, As)$^{3+}$ v goldfielditoch.

Pravdepodobnosť uplatnenia sa týchto foriem substitúcie v mineráloch td-tn-gld r. z 1. žilného systému sa sledovala ďalšími vzťahmi. Vypočítané hodnoty (N_{Zn+Fe}) obsahu (Zn+Fe) v glf-tn-td r. potvrdili slabšiu negatívnu lineárnu

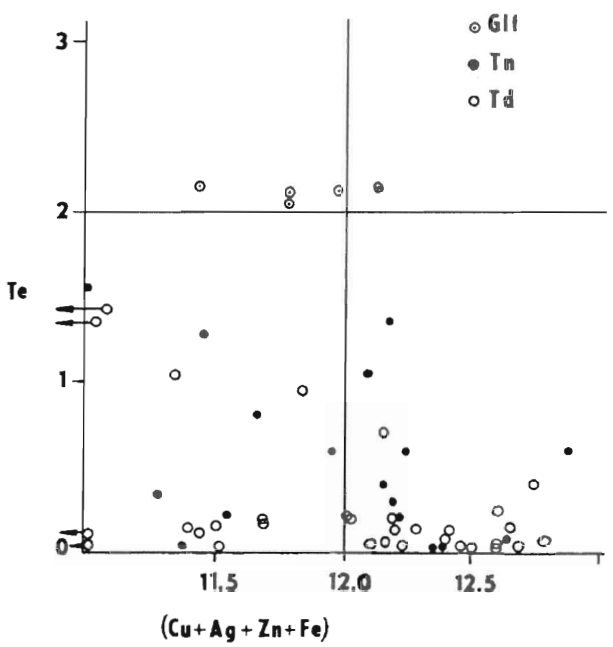


Obr. 8. Vzťah medzi Te a (As + Sb) v mineráloch td-tn-glf r. z 1. žilného systému dokumentuje substitúciu Te^{4+}-$(As, Sb)^{3+}$.

Fig. 8. Relation between Te and (As + Sb) in the minerals the td-tn-glf$_{ss}$ serie from the vein system No. 1 documents substitution Te^{4+} - $(As, Sb)^{3+}$.

koreláciu s Te (N_{Te}). Z hodnôt Cu (N_{Cu}) vyplýva slabšia pozitívna korelácia s Te (N_{Te}) a obsah Cu je zvýšený pri vyššom obsahu Te. Hodnoty korelačných koeficientov Te a (As+Sb), (Zn+Fe), (Cu) blízke 1 indikujú, že v goldfielditoch a telúrových tennantitoch (jeden súbor) nahrádzanie (As, Sb) - Te koinciduje so zvyšovaním obsahu Cu a znižovaním (Zn+Fe). Počet atómov Cu je vyšší ako 10 len v goldfielditoch - od 10,15 do 11,91 a v telúrových tennantitoch 1-A (okrem dvoch vzoriek, kde Cu je 9,84 a 9,86) - od 10,12 do 11,57. Vo všetkých telúrových Ag tetraedritoch (1-A až II) je obsah Cu nižší ako 10 atómov. Tieto údaje zároveň indikujú, že: substitúcia Te^{4+} - $(As, Sb)^{3+}$ v goldfielditoch - telúrových tennantitoch je prípustná až do $Cu_{12}(As, Sb)_2Te_2S_{13}$ bez zmien v počte atómov, „prebytok" nábojov v dôsledku zamieňania $(As, Sb)^{3+}$ - Te^{4+} kompenzuje substitúcia Cu^+ - $(Zn, Fe)^{2+}$, goldfieldity a telúrové tennantity tvoria goldfielditovo-tennantitový rad, v ktorom sa uplatnila zdvojená substitúcia Cu^+Te^{4+}-- $(Cu, Zn, Fe)^{2+}(As, Sb)^{3+}$. Je zrejmé, že sa takáto substitúcia uplatnila aj v telúrových striebronosných tetraedritoch z tennantitovo-tetraedritového radu, kde (Cu+Ag) > 10 atómov.

Uplatnenie zdvojenej substitúcie $Cu^+(As, Sb)^{3+}$ -- ■ (vakancie)Te^{4+} v goldfielditoch z 1. žilného systému, ktorú opísali Shimizu a Stanley (1991), je vzhľadom na počet údajov iba v rovine možného predpokladu. Len v štyroch analyzovaných goldfielditoch z glf-tn r. s obsahom Te vyšším ako dva atómy (Te = 2,05 - 2,14) je suma atómov



Obr. 9. Diagram znázorňujúci vzťah medzi Te a (Cu+Ag+Zn+Fe) v goldfielditoch a telúrových tennantitoch - Ag tetraedritoch, keď Σ(Cu+Ag+Zn+Fe) je menšia ako 12 a väčšia ako 12 atómov v prípade, že Te > 2, resp. < 2 atómy.

Fig. 9. Plot illustrating relationship between Te and (Cu + Ag + Zn + Fe) in goldfieldite and tellurian tennantite-Ag tetrahedrites$_{ss}$ when Σ(Cu + Ag + Zn + Fe) atoms is less and more than twelve in the case of Te > 2 and < 2 atoms.

Σ(Cu+Ag+Zn+Fe) menšia ako 12 - od 11,38 do 11,95 (obr. 9). Z nich iba v jednom analyzovanom goldfieldite s Te = 2,14 atómov a Σ(Cu+Ag+Zn+Fe) < 12 atómov pri Σ(Te+As+Sb) = 4 atómy (obr. 8 a 9) sú určité indície, že „prebytok" nábojov by v dôsledku zámeny Te^{4+} za $(As, Sb)^{3+}$ mohli kompenzovať vakancie, teda bilancia (rovnováha) nábojov sa mohla dosiahnuť zdvojenou substitúciou $Cu^+(As, Sb)^{3+}$ - ■ (vakancie)Te^{4+}. V telúrových tennantitoch - Ag tetraedritoch s obsahom Te nižším ako dva atómy sú hodnoty Σ(Cu+Ag+Zn+Fe) od 11,03 do 12,90, resp. od 10,44 do 12,79.

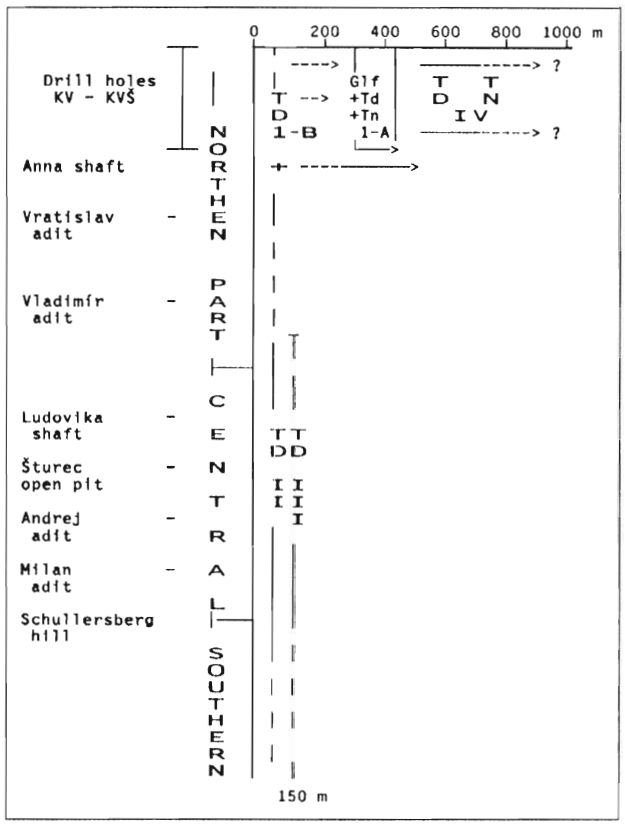
Zloženie minerálov td-tn-glf r. z 1. žilného systému z Kremnice všeobecne charakterizujú empirické vzorce: $Cu_{12-x}(Te, As - Sb)_4S_{13}$ s $x \leq 0{,}62$ pre goldfieldity s Te > 2, $Cu^+_{10}Cu_x(Zn, Fe)^{2+}_{2-x}(As, Sb)^{3+}_{4-x}Te^{4+}_xS_{13}$ s x = 0 až 2 pre telúrové tennantity s Te < 2, $(Cu, Ag)^+_{10+x}(Zn, Fe)^{2+}_{2-x}(Sb, As)^{3+}_{4-x}Te^{4+}_xS_{13}$ s x = 0 až 2 pre telúrové striebronosné tetraedrity s Te < 2, resp. tetraedrity z tennantitovo-tetraedritového radu.

Diskusia

Výskumom drahokovovej a polymetalickej mineralizácie sa v žilách 1. žilného systému v kremnickom rudnom poli zistili viaceré minerály. Popri opísaných ide aj o sulfoantimonotelurid Ag - benleonardit? $[Ag_8(Sb, As)Te_2S_3]$ (prvýkrát ho opísal Stanley et al., 1986), Au s vysokou rýdzosťou, ako aj bornit, ktoré doteraz neboli v rudnom poli známe. Tie spolu s minerálmi td-tn-glf r. a s ďalšími poznatkami o mineralizácii potvrdili, že ešte nedávno avizovaný monotónny charakter zrudnenia kremnických drahokovových žíl nie je opodstatnený.

Minerály td-tn-glf r. indikujú zložitý charakter mineralizačných udalostí a zároveň aj ich distribúciu v rozsahu kremnického rudného poľa. Zloženie pevného roztoku tetraedritového radu varíruje od tetraedritu bez Ag, resp. s nižším obsahom Ag v severnej časti žilného systému cez striebronosný tetraedrit až k freibergitu v centrálnej časti. „Postupnosť" v rozmiestnení študovaných sulfosolí dokumentuje ich „zonálna" distribúcia hlavne v smernom, menej vo vertikálnom rozsahu rudného poľa (obr. 10). Zároveň ju charakterizuje substitúcia Ag - Cu a Zn - Fe. Vzájomná substitúcia v rámci týchto párov alebo vzťah jedného páru voči druhému nie sú jednoznačné a výrazné. Zjavný je trend rastu tetraedritovej molekuly od starších „gn." tetraedritového radu po mladšie.

Zistená distribúcia tetraedritov je významná aj z nasledujúceho aspektu. Indície niektorých autorov (Bebej, 1993; Bebej a Dubaj, 1993) svedčia o výskyte pravdepodobne rozsiahlejšieho granitoidného intruzívneho telesa v severnej časti. Z toho potom vyplýva, že tetraedrity s nízkym obsahom Ag a Sb vznikali zrejme „bližšie" k intrúzii a obsah Ag a Sb sa v tetraedritoch postupne zvyšoval so zväčšovaním vzdialenosti. Striebronosné tetraedrity s vyšším obsahom Ag až freibergity vznikali hlavne vo vyšších úrovniach žíl, kde je aj celkový podiel minerálov Ag v paragenetickej asociácii vyšší. Tieto mladšie „gn." tetraedritového radu z vrchných úrovní majú nižší obsah As ako staršie z hlbších úrovní. Pozorovaná



Obr. 10. Diagram distribúcie minerálov td-tn-glf r. v smernom a vertikálnom rozsahu 1. žilného systému (Kremnica).

Fig. 10. Plot of distribution of the minerals of the td-tn-glf$_{SS}$ serie in the strike length and vertical range of the vein system No. 1 (Kremnica ore district).

distribúcia, ktorú kontroloval systém zlomov, zároveň indikuje aj smer migrácie fluid zo S na J, čo je v zhode s generálnym trendom „zonálnej" distribúcie drahokovovo-polymetalickej a telúrovej mineralizácie v rudnom poli. Tieto predpoklady a zistenia sú známe aj z iných analogických ložiskových oblastí sveta (Hackbarth a Petersen, 1984; Lynch, 1989).

Zmeny v zložení zistených minerálov td-tn-glf r. od starších po mladšie „gn." charakterizuje znižovanie obsahu As, Ag, ako aj Te. Napriek tomu súčasne s mladšími „gn." tetraedritového radu sú v parageneticky asociáciách v akcesorickom obsahu prítomné aj minerály Ag a Te. Ale to neznamená, že zníženie koncentrácie Ag a Te v študovaných sulfosoliach svedčí o poklese ich obsahu v hydrotermálnych roztokoch. Zmenu foriem výskytu Ag a Te v mladších parageneticky asociáciách s tetraedritom - teluridmi mohli podmieniť odlišné termodynamické podmienky, ako napr. oxidačnoredukčný potenciál alebo acidno-alkalický charakter roztokov (Kovalenker et al., 1980).

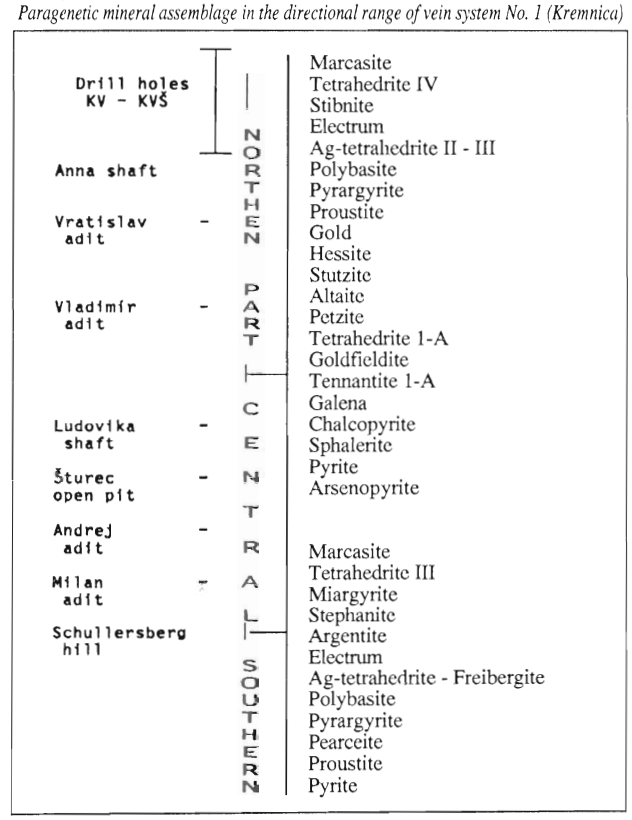
O zmene oxidačno-redukčného potenciálu prostredia, v ktorom sa formovala mineralizácia, svedčí zmena oxidačného stupňa prvkov s rôznym mocenstvom, ako Sb a Te. V „iniciálnom" štádiu formovania minerálov td-tn-glf r. - teluridov je Sb prítomný ako Sb^{3+} a Te ako Te^{4+} v telúrovom tennantite - goldfieldite. Absencia minerálnych fáz s aniónmi Sb a Te v paragenetickej asociácii s telúrovým tennantitom - goldfielditom poukazuje na vyšší oxidačný potenciál počas ich kryštalizácie. Mladšie „gn." td-tn-glf r. - tetraedrity aj s Sb^{3+} a Te^{4+} sú už v paragenetickej asociácii s hojnejšími teluridmi Ag, menej s Au (hessit, altait, petzit), v ktorých je Te prítomný ako Te^{2-} (pravdepodobne aj Te^{4-} v akcesorickom benleonardite?). To indikuje odlišné redukčné podmienky, počas ktorých tieto minerály kryštalizovali. Súhrnne tieto fakty dokumentujú, že pri kryštalizácii minerálov td-tn-glf r. - teluridov prebiehali zmeny v zložení hydrotermálnych roztokov. V mladších pulzoch roztokov sa zväčšoval význam Sb, Ag, Te a Au a znižovala sa aktivita Fe, As a S, a preto vznikali odlišné paragenetické asociácie minerálov td-tn-glf r. - teluridov a ďalších minerálnych fáz (tab. 2).

Minerály td-tn-glf r., hlavne goldfieldity, sa pokladajú za významný inikátor podmienok formovania mineralizácie a charakteru fluid. V analogických vulkanogénnych ložiskách sú tieto minerály obohatené o Ag alebo Te. Tennantity často predstavujú najstaršie generácie, mladšie zodpovedajú tetraedritom a najmladšie sú striebronosné tetraedrity (Spiridonov, 1987a). V iných zlato-kremenných ložiskách staršie generácie reprezentujú tetraedrity s vyšším obsahom As alebo tennantity, mladšie zase telúrové tetraedrity a goldfieldity obohatené o As alebo Sb, zriedka aj o Bi a Se. Tie sú zvyčajne v paragenetických asociáciách s teluridmi Ag, Pb a Au, ďalej Ag minerálmi, Au s rýdzimi kovmi (Novgorodova et al., 1978).

Goldfieldit $[(Cu, Fe, Ag)_{12-x}(Te, Sb, As, Bi)_4Se, S_{13}]$, kde Te > Sb+As+Bi, patrí medzi zriedkavé minerály. Vzniká v úzkom intervale fyzikálnochemických pod-

TAB. 2

Paragenetické asociácie minerálov v smernom intervale 1. žilného systému (Kremnica)
Paragenetic mineral assemblage in the directional range of vein system No. 1 (Kremnica)



mienok, v ktorých je Te^{4+} stabilný a aktivita S a Te v roztoku vysoká (Dmitriyeva et al., 1987). Sb a As goldfieldity sa považujú za typomorfné minerály: pre polymetalickú Cu mineralizáciu As goldfieldit (alebo telúrový tennantit), kým pre chudobnejšiu polymetalickú sú charakteristické Sb goldfieldity a telúrové tetraedrity (Knittel, 1989). Sakharova et al. (1984) pokladajú obidva pre drahokovové zrudnenie s Te mineralizáciou vo vulkanických regiónoch za typomorfné.

Spiridonov (1987b) konštatuje, že minerály td-tn-glf r. vznikajú pri teplote od 220 do 250 °C. Výsledky termometrických meraní fluidných inklúzií (T_{hom}) v kremeni a karbonátoch zo žíl so študovanou mineralizáciou (analyzoval V. B. Naumov v IGEM v Moskve) indikujú teplotu od 270 do 150 °C, pri ktorej minerály td-tn-glf r. zrejme vznikali. Hodnoty koncentrácie roztokov sa pohybujú od 0,8 do 3,9 hm. % ekv. NaCl.

Záver

Minerály td-tn-glf r. z Kremnice indikujú, že polyfázový proces formovania mineralizácie bol kontinuálny, pričom ich „iniciálna" fáza (tennantit - goldfieldit) pravdepodobne bezprostredne súvisela so „záverečnou" fázou vylučovania polymetalických sulfidov (galenit). „Iniciálna" fáza zrejme generálne predstavovala začiatok „slabšieho pulzu" roztokov s obsahom Te (telúrové tetraedrity + asociujúce teluridy), po ktorom bezprostredne nasledovalo vylučovanie drahokovovej mineralizácie - Au s vyššou rýdzosťou, Ag minerálov, tetraedrity bez Ag-Te, antimonit. Lokálne zmeny mineralizácie v generálne „zonálnej" distribúcii zrudnenia v rozsahu rudného poľa pravdepodobne súviseli so zložitým kinematickým vývojom oblasti.

V schéme je problematický akcesorický tennantit „IV" s tetraedritom IV v zonálnych agregátoch, ktorý zrejme predstavuje iba relikt tennantitu I-A.

Poďakovanie. Táto práca vznikla v rámci spolupráce Rudných baní, š. p., Banská Bystrica, závod Kremnica, Geologického prieskumu, š. p., Spišská Nová Ves, geologická oblasť Banská Bystrica, a Geologického ústavu SAV v Banskej Bystrici. Autor ďakuje Ing. P. Ďurčovi, RNDr. P. Veľkému, Ing. J. Knéslovi za pomoc pri terénnom výskume a poskytnuté vzorky a dr. F. Caňovi z CLEM GÚDŠ za meranie minerálnych fáz. Za cenné pripomienky ďakujem recenzentovi príspevku.

Literatúra

Bebej, J. 1993: Prchavé komponenty v hydrotermálnych systémoch a ich význam pri interpretácii genézy ložísk. Časť I: Prehľad problematiky. *Mineralia slov., 25, 4, 292 - 300.*

Bebej, J. & Dubaj, D. 1993: Prchavé komponenty v hydrotermálnych systémoch. Časť 2: Praktická interpretácia na príklade ložiska Kremnica. *Mineralia slov., 25, 4, 301 - 312.*

Böhmer, M. 1966: Ložiskové a paragenetické pomery zlatonosných žíl centrálnej časti kremnického rudného poľa. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 12, 5 - 123.*

Dmitriyeva, M. T., Efremov, V. A. & Kovalenker, V. A. 1987: Krystalličeskaja struktura As-goldfildita. *Dokl. Akad. Nauk ZSSR, 297, 3, 687 - 690.*

Frenzel, G., Ottemann, J., Al-Dabaghali, M., & Nuber, B. 1975: The Calabona copper deposit of Alghero, Sardinia. *Neu. Jb. Mineral., Abh., 125, 107 - 155.*

Hackbarth, C. J. & Petersen, U. 1984: A fractional crystallization model for the deposition of argentian tetrahedrite. *Econ. Geol., 79, 3, 448 - 461.*

Igumnova, N. S. 1986: New isomorphous series: tennantite-gold-fieldite-annivite. *Zap. Vsesojuz. mineral. Obsch., 115, 449 - 454.*

Jeanloz, R. & Johnson, M. L. 1984: A note on the bonding, optical spectrum and composition of tetrahedrite. *Phys. Chem. Minerals, 11, 52 - 54.*

Johnson, M. L. 1982: The effect of substitution on the physical properties of tetrahedrite. *Canad. Mineralogist, 24, 385 - 397.*

Kalbskopf, R. 1974: Synthese und Kristallstruktur von $Cu_{12-x}Te_4S_{13}$, dem Tellur-Endlied der Fahlerze. *Tschermaks mineral. petrogr. Mitt., 21, 1 - 10.*

Kase, K. 1986: Tellurian tennantite from Besshi-type deposits in the Sambagawa metamorphic belt, Japan. *Canad. Mineralogist, 24, 399 - 404.*

Kato, A. & Sakurai, K. 1970: Re-definition of goldfieldite, $Cu_{12}(Te, As, Sb)_4S_{13}$. *J. Mineral. Soc. Jap., 10, 122 - 123.*

Knésl, J. et al. 1990: Záverečná správa z úlohy Kremnica VP, Au-Ag rudy. *Manuskript - archív GP Banská Bystrica, 207.*

Knésl, J. & Knéslová, A. 1991: Súčasný stav poznatkov o geológii, metalogenéze a prognózach rudného rajónu Kremnických vrchov. *Mineralia slov., 23, 283 - 293.*

Knittel, U. 1989: Composition and association of arsenian goldfieldite from the Marian gold deposit, northern Luzon Philippines. *Mineral. Petrology, 40, 145 - 154.*

Kovalenker, V. A., Troneva, N. V. & Dobronicenko, V. V. 1980: Osobennosti sostava glavnych rudoobrazujuscich mineralov truboobraznych rudnych tel Koebulakskovo mestorozdenija. *In: Metody issledovanija rudoobrazujuščich sulfidov i ich paragenezisov. Akad. Nauk ZSSR, 187, 140 - 164.*

Kovalenker, V. A., Nekrasov, I. Ja., Sandomirskaja, S. M., Nekrasova, A. N., Malov, V. S., Dančenko, V. Ja. & Dmitriyeva, M. T. 1989: Sulfidno-selenidno-teluridnaja mineralizacija epitermalnych projavlenij Kurilo-Kamčatskovo vulkaničeskovo pojasa. *Mineral. žurnal, 11, 6, 3 - 18.*

Loginov, V. P., Magribi, A. A., Rusinov, V. L., Borisovski, E. S. & Nosik, L. P. 1983: First find of goldfieldite in a massive sulfide deposit. *Dokl. Akad. Nauk SSSR, 273, 437 - 440.*

Lynch, J. V. G. 1989: Large-scale hydrothermal zonning reflected in the tetrahedrite-freibergite solid solution. Keno Hill Ag-Pb-Zn district, Yukon. *Canad. Mineralogist, 27, 383 - 400.*

Maťo, Ľ. 1987: Distribúcia Au-Ag a sulfidickej mineralizácie v južnom pokračovaní 1. žilného systému. [Čiastková správa z výskumu Au mineralizácie za úlohu K-02-199.] *Manuskript - archív SAV, Banská Bystrica, 125.*

Maťo, Ľ., Háber, M. & Knésl, J. 1987: Výskyt Te mineralizácie v kremnickom rudnom rajóne. *Mineralia slov., 19, 5, 457 - 468.*

Maťo, Ľ. 1989: Mineralogické a geochemické štúdium mineralizácie 1. žilného systému v kremnickom rudnom rajóne. [Čiastková správa z výskumu Au-Ag mineralizácie za úlohu VP Au-Ag Kremnica hĺbka, severné pokračovanie 1. žilného systému.] *Manuskript - archív SAV, Banská Bystrica, 107.*

Maťo, Ľ., Andráš, P. & Bitto, A. 1990: Obsah telúru v mineralizovaných štruktúrach 1. žilného systému v kremnickom rudnom poli. *Geol. Průzk., 32, 2, 37 - 39.*

Maťo, Ľ. & Háber, M. 1990: Nová minerálna asociácia v kremnickom rudnom poli. *Mineralia slov., 22, 44 - 45.*

Maťo, Ľ. 1992: Ag-Bi a Se galenity v epitermálnych žilách v severnej časti kremnického rudného poľa. *Mineralia slov., 24, 285 - 292.*

Nakai, I., Sugitani, Y., Niwa, Y. & Nagaschima, K. 1976: Aplication of X-ray photoelectron spectra for copper ore minerals. *Mineral. Soc. Jap. Abstr., B-41.*

Novgorodova, M. I., Tsepin, A. I. & Dmitriyeva, M. T. 1978: The new isomorphous series in grey ore group. *Zap. Vsesojuz. mineral. Obsch., 107, 100 - 110.*

Ransome, F. L. et al. 1909: Geology and ore deposits of Goldfield, Nevada. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 70, 1270 - 1289.*

Sack, R. O. & Loucks, R. R. 1985: Thermodynamic properties of tetrahedrite-tennantites: constrains on the interpendence of the Ag-Cu, Fe-Zn, Cu-Fe, and As-Sb exchange reactions. *Amer. Mineralogist, 70, 1270 - 1289.*

Sakharova, M. S., Lebedeva, N. V. & Chubarov, V. M. 1984: First find of the rare tellurium minerals goldfieldite, rucklidgeite and native tellurium in Kamchatka. *Trans. Acad. Sci. USSR, 278, 165 - 167.*

Spiridonov, E. M., Chvileva, T. N., Sokolova, N. F., Okrugin, V. M. & Badalov, A. S. 1984: Effect of tellurium on optical properties of fahlore (tetrahedrite-tennantite) minerals. *Trans. Acad. Sci. USSR, 279, 193 - 196.*

Spiridonov, E. M. 1987a: Tipomorfniye ossobennosti bleklych rud nekotorych plutogennych, vulkanogennych, telelermalnych mestorožděnij zolota. *Geol. rud. Mestorožd. (Moskva), 6, 83 - 92.*

Spiridonov, E. M. 1987b: O stechiometrii sostava bleklych rud. *Dokl. Akad. Nauk ZSSR, 297, 5, 1214 - 1218.*

Springer, G. 1969: Electronprobe analyses of tetrahedrite. *N. Jb. Mineral., Mh., 24 - 32.*

Shimizu, M. & Stanley, C. J. 1991: Coupled substitution in goldfieldite-tetrahedrite minerals from the Iriki mine, Japan. *Mineral. Mag., 55, 515 - 519.*

Stanley, C. J., Criddle, A. J. & Chisholm, J. E. 1986: Benleonardite, a new mineral from the Bambolla mine, Moctezuma, Sonora, Mexico. *Mineral. Mag., 50, 681 - 686.*

Tsepin, A. I., Novgorodova, M. I. & Dmitriyeva, M. T. 1977: First find of goldfieldite in the USSR. *Dokl. Akad. Nauk SSSR, 234, 156 - 158.*

Veľký, P. 1990: Ročná správa o geologicko-prieskumných prácach na úlohe Kremnické Bane - Šturec, sever. *Manuskript - archív GP Banská Bystrica, 9.*

The minerals of the tetrahedrite-tennantite-goldfieldite solid solution series from Kremnica (Central Slovakia)

Analyses of minerals from the tetrahedrite-tennantite series from the vein system No. 1 of Kremnica (Fig. 1), Central Slovakia, confirmed the presence of tellurium members of two continuous solid solution series: tetrahedrite-tennantite and tennantite-goldfieldite. The minerals were: goldfieldite 1-A, tellurium tennantite 1-A, silver-bearing tellurium tetrahedrite 1-A, tetrahedrite 1-B, tetrahedrite II, tetrahedrite III, tetrahedrite and tennantite IV.

Tetrahedrite is the most abundant mineral of the td-tn-glf$_{ss}$ series in veins of the vein system No. 1 and its occurrence is characterised above all by: 1. different concentrations in directional range - in the northern part they are almost twice as high as in the central part, and 2. relatively higher concentrations in medium levels of the veins (approximately from 150 to 250 m) in the northern part. In precious-metal vein mineral association the overall content of tetrahedrite is however lower in comparison with the general silver mineral contents. They form richer accumulations, especially in higher levels of the veins in the northern part of the vein system.

In lower parts of the veins, there are tellurium tennantite 1-A, silver-bearing tellurium tetrahedrite 1-A and goldfieldite 1-A. They occur in low concentrations only in carbonatequartz veins attaining a thickness of up to 1 m and in depth of approximately 300 to 400 m. They are present in aggregates forming xenomorphic grains up to 70 μm large, or in interstitions of grains. In a varied association of ore minerals they occur together with dominant pyrite, variable are the contents of galena, including Ag-Bi and Se galena, sphalerite, chalcopyrite, polybasite, hessite, altaite and gold. Petzite and stutzite are sporadic.

Variations in the chemical composition of td-tn-glf$_{ss}$ minerals from the vein system 1 are the result of different major element contents. Lower contents of selenium have been determined in tetrahedrites I-B and II from the northern or central part. Low contents of bismuth and mercury are rarely present in tetrahedrites II and „IV" and tennantite from the northern part.

Tetrahedrites, besides different concentrations, differ in directional and vertical range by: 1. silver contents - it is lower in tetrahedrites from the northern part and lower parts of the veins, 2. tellurium contents - it is higher in tetrahedrites from the northern part. The tetrahedrites differ from each other - only some of I-A and I-B are relatively similar - by the contents of several elements - Cu, Ag, further Sb, As, Te, as well as bivalent cations Zn and Fe. Tetrahedrite analyses confirmed their heterogeneous composition.

Almost 70 % of the analysed sulphosalts from the vein system No. 1 contain tellurium. The highest Te contents (wt. %) are in older members - goldfieldite 1-A (up to 17.56, average 16.99), tellurium tennantites (up to 13.08, average 4.97) and silver bearing tellurium tetrahedrites 1-A (up to 11.89, average 4.70, Tab. 1). They exhibit (except goldfieldite) also greatest differences in Te contents. In younger ones Te is absent. The range of (Sb + As + Te) contents is as follows: (1) from 3.87 to 4.01 in goldfieldites 1-A with Te = 2.05 - 2.14, (2) from 3.45 to 4.46 in tellurium tennantites 1-A with Te = 0.02 - 1.54, (3) from 3.24 to 4.56 in silver-bearing tellurium tetrahedrites 1-A with Te = 0.04 - 1.42, (4) from 3.69 to 4.48 in silver-bearing tellurium tetrahedrites 1-B with Te = 0.10 - 0.25, (5) from 3.93 to 4.58 in silver-bearing tellurium tetrahedrites II with Te = 0.02 - 0.2.

The composition of minerals from the tetrahedrite-tennantite-goldfieldite series of the vein system No. 1 from Kremnica is characterised by empirical formulas: $Cu_{12-x}(Te, As, Sb)_4S_{13}$ with $x \leq 0.62$ for goldfieldites with Te > 2, $Cu^{+}_{10}Cu_x(Zn, Fe)^{2+}_{2-x}(As, Sb)^{3+}_{4-x}Te^{4+}_{x}S_{13}$ with x = 0 to 2 for tellurium tennantites with Te < 2, $(Cu, Ag)^{+}_{10+x}(Zn, Fe)^{2+}_{2-x}(Sb, As)^{3+}_{4-x}Te^{4+}_{x}S_{13}$ with x = 0 to 2 for silver-bearing tellurium tetrahedrites with Te < 2, or tetrahedrites from the tennantite-tetrahedrite series.

Sulphosalts indicate a complex evolution of mineralization events within the Kremnica orefield. The composition of the tetrahedrite series solid solution varies from silver-free or lower-silver tetrahedrite in the northern part of the vein system, to silver-bearing tetrahedrite to freibergite in the central part. The „succession" in the distribution of sulphosalts is documented by their „zoned" distribution in the directional as well as vertical range of the ore field (Fig. 10).

Tetrahedrites$_{ss}$ with low Ag and Sb contents obviously formed „nearer" to the granitoid intrusion and Ag and Sb contents in tetrahedrites$_{ss}$ gradually increased with increasing distance. Obvious is the trend of increasing tetrahedrite molecule size from older to younger members of the tetrahedrite$_{ss}$ series. Silver-bearing tetrahedrites$_{ss}$ with higher Ag contents to freibergites formed mostly in upper levels of the veins, where the general silver mineral contents in paragenetic association is higher. Younger members of the tetrahedrite$_{ss}$ series from the upper levels have considerably lower As contents than older ones from lower levels. The observed distribution controlled by fault system at the same time indicates the direction of fluid migration from north to south. This is consistent with the general trend of „zoned" distribution of the rare metal - polymetallic and tellurium mineralization in the orefield.

During crystallization of the td-tn-glf$_{ss}$ series - tellurides, the composition of hydrothermal solutions changed. In younger phases the role of Sb, Ag, Te and Au in these solutions became more important and the activity of Fe, As and S decreased. In general, the changes in the composition of the determined td-tn-glf$_{ss}$ series minerals from the oldest to the youngest members indicate a gradual decrease in As, Ag as well as Te contents. Along with the youngest members of the tetrahedrite$_{ss}$ series, Ag and Te minerals are present in the association only in accessory contents.

Minerals of the td-tn-gfl$_{ss}$ series from Kremnica indicate that the polyphase process of the formation of the mineralization was continuous. The „initial" phase of the formation of these minerals (tennantite - goldfieldite$_{ss}$) was probably directly connected with the „concluding" phase of dissolution of polymetallic sulphides (galena). The „initial" phase probably in general represented the beginning of a „weaker pulse" of solutions with Te contents (tellurium tetrahedrites + associated tellurides), after which occurred the dissolution of rare metal mineralization - more pure native gold, Ag minerals, tetrahedrites$_{ss}$ without Ag-Te, antimonite. Local changes of mineralization in the generally „zoned" distribution of mineralization within the orefield were probably connected with the complex kinematic development in the area.

The results of thermometric measurements of fluid inclusions (T_{hom}) in quartz and carbonates from veins with the studied mineralization indicate a temperature range from 277° to 150 °C, in which the td-tn-glf$_{ss}$ minerals probably formed. The solution concentration values vary from 0.8 to 3.9 wt. % $NaCl_{eq}$.

Mineralia slovaca, 26 (1994), 445 - 446

Neextrakčné metódy využitia mikroorganizmov pri spracúvaní As-Sb-Au rúd

MÁRIA KUŠNIEROVÁ

Ústav geotechniky SAV, Watsonova 45, 043 53 Košice

(Doručené 26.5.1994)

Non-extractive microorganisms utilizing methods for Au-As-Sb ores treatment

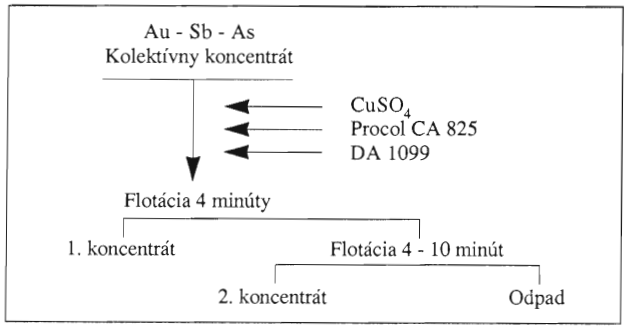
Selective cell adhesion of chemolithotrophic bacteria at certain mineralic surfaces can take a significant affect on aimed flotation processes. Effect of biological activation of sulfides surfaces on selective flotation of Au-Sb-Au concentrates was studied. The concentrates were obtained by primary flotation of refractory gold ores from a sulfide ore mine site Pezinok (Slovak republic).

Úvod

Využitie mikrobiálnych kultúr pri spracúvaní nerastných surovín predstavuje pestrú škálu aplikácií od extrakčných procesov, ktoré v súčasnosti výrazne prevládajú, až po sorpčné procesy. V tejto sfére je aj zdanlivo nepatrný proces priamej adhézie buniek na minerálny povrch, ktorý v kombinácii s princípom selekcie biooxidačných procesov dáva teoretický predpoklad na využitie neextrakčného bioprocesu v pozícii regulujúceho postupu selektívnej flotácie. Prvé experimenty v tomto smere sa vykonali pri desulfurizácii uhlia, pričom sa princíp afinity baktérií Thiobacillus ferrooxidans k pyritu využil na blokovanie jeho povrchu s výrazným depresným účinkom v následnej flotácii uhlia. Cieľom našich orientačných experimentov bolo overiť vplyv selektívnej adhézie buniek Thiobacillus ferrooxidans pri flotácii minerálnej sústavy arzenopyrit, pyrit, antimonit.

Materiál a metódy

V experimentoch sa využil koncentrát zo základnej flotácie Au-As-Sb rudy z Pezinka Vinohradov. Obsahoval 4,75 % As, 4,18 % Sb, 13,52 % Fe, 15,90 % S a 19,04 $g.t^{-1}$ Au, ktorého nosným minerálom bol arzenopyrit. Vzorka okrem arzenopyritu obsahovala pyrit, antimonit a kremeň.



Obr. 1. Technologická schéma flotácie.

Fig. 1. Technological flotation scheme.

Pri bioaktivácii povrchu sulfidov sa aplikovala vybraná fyziologicky adaptovaná kultúra baktérií Thiobacillus ferrooxidans. Vzorka koncentrátu zo základnej flotácie bola kontaminovaná uvedenou bakteriálnou kultúrou v prostredí živného média 9K časti A pri nasledujúcich koncentráciách buniek: N = 0 v 1. flotácii; N = $X.10^8.ml^{-1}$ v 2. flotácii a N = $X.10^{10}.ml^{-1}$ v 3. flotácii. Flotačný režim vo všetkých troch flotáciách je uvedený na obr. 1.

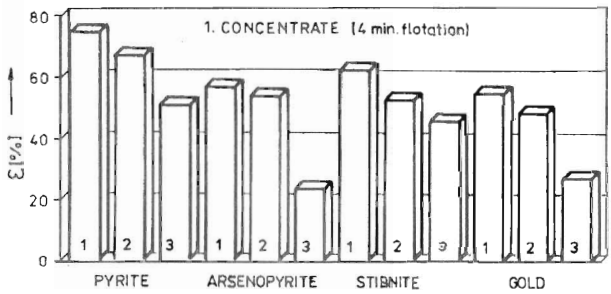
Vzorky vsádzky, koncentrátov a odpadu sa následne analyzovali chemicky a röntgenograficky.

Výsledky

Výsledky chemických a rtg difrakčných analýz uvedené v tab. 1, 2 a na obr. 2, 3, 4 potvrdzujú predpoklad selektívnej adhézie buniek a prednostnú oxidáciu arzeno-

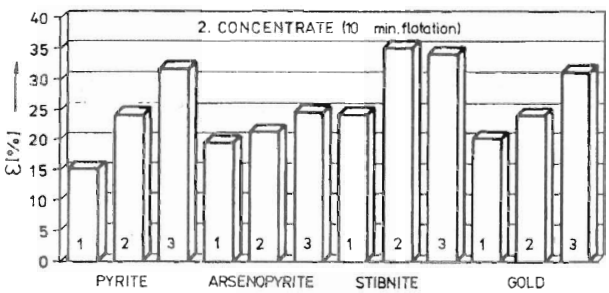
TAB. 1
Chemické zloženie produktov flotácií
Chemical composition of flotation products

Produkt	Hmot. výnos (%)	Obsah prvkov (%)				Obsah Au (g/t)
		S	Sb	Fe	As	
Základná flotácia						
Koncentrát 1 (4´)	58,35	25,85	6,31	16,42	7,26	25,58
Koncentrát 2 (10´)	14,36	6,18	2,46	9,93	2,48	9,45
Odpad	27,31	4,71	1,34	8,83	3,03	11,52
1. bioflotácia						
Koncentrát 1 (4´)	43,18	31,79	7,27	18,75	9,08	24,34
Koncentrát 2 (10´)	7,79	12,51	4,81	11,65	3,60	12,05
Odpad	49,03	5,75	1,67	9,45	4,11	13,59
2. bioflotácia						
Koncentrát 1 (4´)	17,80	31,15	7,36	16,41	2,13	13,41
Koncentrát 2 (10´)	11,40	20,05	5,35	14,21	2,21	15,26
Odpad	70,80	12,34	2,98	12,19	4,63	20,29
Vstupy						
Vsádzka Sel. flot.	100	17,25	4,40	13,41	5,41	19,27
Vsádzka 1 bioflot.	100	17,52	4,33	13,78	6,21	18,11
Vsádzka 2 bioflot.	100	16,48	4,03	13,17	3,91	18,49



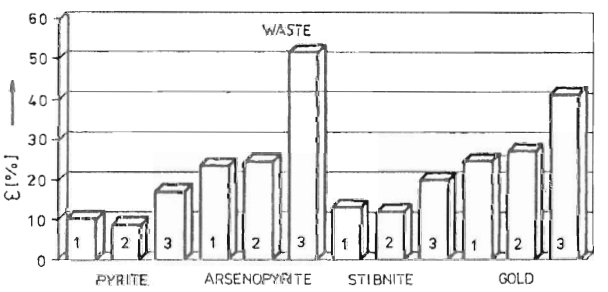
Obr. 2. Vplyv bioaktivácie povrchu na distribúciu minerálov do produktov selektívnej flotácie. 1 - selektívna flotácia, 2 - 1. bioflotácia, 3 - 2. bioflotácia.

Fig. 2. Effect of bioactivation of surface on minerals distribution into products of selective flotation. 1 - selective flotation, 2 - 1st bioflotation, 3 - 2nd bioflotation.



Obr. 3. Vplyv bioaktivácie povrchu na distribúciu minerálov do produktov selektívnej flotácie. Vysvetlivky ako pri obr. 2.

Fig. 3. Effect of bioactivation of surface on minerals distribution into products of selective flotation. For explanation see Fig. 2.



Obr. 4. Vplyv bioaktivácie povrchu na distribúciu minerálov do produktov selektívnej flotácie. Vysvetlivky ako pri obr. 2.

Fig. 4. Effect of bioactivation of surface on minerals distribution into products of selective flotation. For explanation see Fig. 2.

pyritu. Rtg difrakčná analýza produktov poukázala na to, že baktérie prednostne pôsobili na kryštálové plochy arzenopyritu s orientáciou (111) tak, že sa už po 48 hodinovom kontakte tieto plochy zborili a úplne zmizli aj im zodpovedajúce difrakčné línie v záznamoch.

TAB. 2
Výťažnosť prvkov do produktov flotácií
Recovery factor of elements into flotation products

Produkt	Výťažnosť prvkov (%)				
	S	Sb	Fe	As	Au
Základná flotácia					
Koncentrát 1 (4´)	87,40	83,70	71,44	78,20	76,80
Koncentrát 2 (10´)	5,10	8,00	10,60	6,60	7,00
Odpad	7,50	8,30	18,00	15,20	16,30
1. bioflotácia					
Koncentrát 1 (4´)	78,30	72,50	58,70	63,10	58,00
Koncentrát 2 (10´)	5,60	8,60	6,60	4,50	5,20
Odpad	16,10	18,90	34,70	32,40	36,80
2. bioflotácia					
Koncentrát 1 (4´)	33,50	32,50	22,20	9,70	12,90
Koncentrát 2 (10´)	13,90	15,10	12,30	6,50	9,40
Odpad	52,60	52,40	65,50	83,80	77,70

Z porovnania výsledkov 1. a 2. bioflotácie je zrejmé, že významným faktorom je počet buniek pri bioaktivácii povrchu. Kým v 1. bioflotácii boli výsledky porovnateľné s výsledkami klasickej flotácie, v 2. bol významne potlačený arzenopyrit. Výsledok zároveň poukazuje aj na fakt, že pri bioaktivácii povrchu nedošlo len k elementárnej adhézii buniek na povrchu, ale začala sa aj biooxidácia (biodeštrukcia), čo potvrdzuje absencia difrakčných línií (111) Rtg záznamov. Zrejme to spôsobili podmienky bioaktivácie, v ktorej sme pre technické ťažkosti pri získavaní koncentrácie buniek $X.10^{11}$ v ml zodpovedajúcej adhéznej ploche povrchu arzenopyritu kompenzovali nižšiu koncentráciu buniek predĺžením bioaktivácie z 2 - 4 na 48 hod. To zrejme viedlo aj k zníženiu selekcie v 2. bioflotácii, pri ktorej už, ako to ukazujú výsledky, bol čiastočne priamo alebo nepriamo atakovaný aj povrch antimonitu a pyritu. Jednako sa výsledok bioaktivácie povrchu prejavil v 2. bioflotácii veľmi významne tým, že As (arzenopyrit) bol s 83 % výťažnosťou biodepresným účinkom baktérií prevedený do „odpadu", s čím úzko súvisí aj 77,7 % výťažnosť Au v tomto produkte. Do odpadu zároveň prešlo aj 52,6 % S, 52,4 % Sb, 65,5 % Fe.

Je reálny predpoklad, že optimalizáciou podmienok a procesu bioaktivácie povrchu sulfidov možno dosiahnuť pravdepodobne aj veľmi vysoký stupeň selekcie pri flotácii sulfidov, ale 100 % účinnosť sa nedá predpokladať ani pri precíznej optimalizácii a regulácii podmienok bioaktivácie povrchu, lebo tento proces nemôže vylúčiť existenciu vzájomne prerastených zŕn. Tento proces umožňuje zníženie obsahu sulfidov sterilných na prímesi zlata pred následným procesom pyrometalurgického spracovania, v ktorom sa zníži objem do ovzdušia emitovanej síry úmerne depresii týchto sulfidov.

Poďakovanie. Autorka ďakuje slovenskej grantovej agentúre pre vedu za podporu GÚ-438 v rámci ktorej bola prezentovaná práca realizovaná.

Geo vestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia slovaca, roč. 26, č. 6

Obsah

Útlmový program rudného baníctva na Slovensku 1
Geologická služba USA 3
Konferencie, semináre 5
Kronika 8
O demokracii vo vede 12
Terminologický stĺpček 12

Útlmový program rudného baníctva na Slovensku

PAVEL MALÍK

Historickými centrami ťažby a spracúvania rúd železných, neželezných a drahých kovov na Slovensku boli Spišsko-gemerské rudohorie, stredoslovenské neovulkanity a niektoré jadrové pohoria. Prudký rozvoj vedený úsilím čo najlepšie uspokojiť domácu spotrebu kovov dosiahlo rudné baníctvo na Slovensku najmä po roku 1950, keď sa vyťažilo niekoľkonásobne viac rudných surovín ako za celú predchádzajúcu históriu. Časti ložísk s vyšším obsahom úžitkových kovov a v menšej hĺbke v minulosti vyťažili mnohé generácie baníkov. Prechod na dobývanie z väčšej hĺbky, v horších banskogeologických podmienkach a s nižším obsahom úžitkových kovov spôsoboval banským podnikom, najmä po roku 1960, hospodárske straty. Štátom presadzovaná doktrína maximálnej surovinovej sebestačnosti v čase budovania socialistickej spoločnosti napriek neúmerne vysokým nákladom na jednotku produkcie viedla k prudkému plánovanému zvyšovaniu ročného objemu ťažby a geologickoprieskumných prác. Štát od roku 1966 poskytoval (cenové) dotácie, ktorými sa v závislosti od vyrobených kovov alebo koncentrátov vyrovnával rozdiel medzi veľkoobchodnými cenami a cenami rovnakých surovín na svetovom trhu. Zásluhou dotácií dosahovali ťažobné podniky po roku 1966 „priaznivé" ekonomické výsledky.

Prehľad cenových dotácií v rokoch 1989 - 1993 v štátnych podnikoch Železorudné bane a Rudné bane (údaje v mil. Kčs):

Podnik	1989	1990	1991	1992	1993
ŽB Spišská Nová Ves	703	468	235	117,5	-
RB Banská Bystrica	162	107	55	27,5	-
Spolu	865	575	290	145,0	-

Celkový objem ťažby rúd dotovaných kovov v rovnakom časovom období (údaje v tis. t):

Podnik	1989	1990	1991	1992	1993	1. polr. 1994
ŽB Spišská Nová Ves	2125	1996,1	1797,7	1570,1	1178,0	517,2
RB Banská Bystrica	391,8	418,0	200,7	35,6	34,3	-
Spolu	2516,8	2414,1	1998,4	1605,7	1212,3	517,2

Z tabuliek vyplýva, že kým tona rudy železných a neželezných kovov vyťažená v SR roku 1989 bola zo štátneho rozpočtu dotovaná sumou 343,7 Kčs, objem cenových dotácií v ďalších rokoch postupne klesal na 238,2, 145,1 a 90,3 Kčs roku 1992. Od roku 1993 sa cenové dotácie už neposkytujú, obidva ťažobné podniky sa dostali do nepriaznivej ekonomickej situácie a od roku 1991 trvale vykazujú hospodársku stratu (roku 1993 -170,2 mil. Sk). Vysoké náklady na ťažbu a úpravu rúd, nízky výnos z jednej tony vyťaženej rudy, a tým aj nepriaznivé hospodárske výsledky ťažobných závodov do značnej miery ovplyvňuje liberalizácia cien a nízky obsah úžitkových zložiek. Do vyhlásenia útlmového programu roku 1991 v cenových hladinách toho istého roku vykazovala najväčší rozdiel medzi nákladmi na ťažbu a úpravu a cenami výsledných produktov ťažba antimónových rúd z ložiska Liptovská Dúbrava (-357 Kčs/t), medených rúd ložiska Slovinky (-285 Kčs/t), sideritových rúd ložiska Rožňava (-264 Kčs/t) a oloveno-zinkových rúd ložiska Banská Štiavnica (-228 Kčs/t). Na ostatných rudných ložiskách sa rozdiel pohyboval v rozmedzí -40 až -211 Kčs/t.

Prechod česko-slovenskej ekonomiky na princípy trhového mechanizmu viedol k prehodnoteniu vy-

užívania domácich ložísk rudných nerastných surovín. Jeho výsledkom bol útlmový program rudného baníctva a ťažby rádioaktívnych surovín (uznesenia vlády ČSFR č. 440/1990 a 894/1990). Po delimitácii rudného baníctva do pôsobnosti národných republík (zákon č. 556/1990 Zb.) Ministerstvo hospodárstva SR vypracovalo Koncepciu využitia vybraných nerastných surovín v Slovenskej republike vrátane prehodnotenia útlmového programu v odvetví rudného baníctva (uznesenie vlády SR č. 246/1991), v ktorej sa modifikovali predstavy vlády ČSFR najmä o časovom harmonograme likvidácie neefektívnych ťažobných lokalít. Pri rozhodovaní a zaraďovaní banských prevádzok do útlmového programu, s prihliadnutím na priemerné náklady a reprodukčnú hodnotu Kčs/USD, sa vychádzalo z predpokladu, že v trhovej ekonomike by hodnota vyrobených kovov z jednej tony vyťaženej rudy mala dosahovať okolo 50 USD. Pre výraznú väčšinu dobývaných ložísk v Slovenskej republike to bola nesplniteľná podmienka. Podľa harmonogramu, ktorý bol prílohou uvedeného materiálu, sa neefektívne banské prevádzky mali zlikvidovať do konca roka 1995.

Útlmový program rudného baníctva, ako ho schválila vláda SR, mal za následok obmedzenie alebo zastavenie rozpracovaných úloh vyhľadávacieho a predbežného geologického prieskumu (opatrenia predsedu SGÚ č. 2/1991) v lokalitách s útlmovanou ťažbou. Roku 1991 sa zastavili geologickoprieskumné práce na lokalite Gelnica (Cu rudy, dve úlohy), Gretla (Cu, 2), Novoveská Huta (Cu, 2), Banská Štiavnica - Hodruša - Hámre (Cu, Pb-Zn, 5), Pezinok - Vinohrady (Sb, 1), Liptovská Dúbrava (Sb, 2), Zlatá Baňa (Cu, Pb-Zn, 3) a Kysla-Jasenie (W). Útlmový program sa dotkol 18 projektov vyhľadávacieho (12) a predbežného (6) geologického prieskumu. Podľa stupňa geologickej rozpracovanosti sa v niektorých urobí výpočet overenej geologickej zásoby. Ložiská rudných surovín zaradené do útlmového programu by sa mali, ako to bolo v prípade ložiska Smolník, komplexne zhodnotiť formou monografií. Náklady na likvidáciu lokalít geologického prieskumu v rokoch 1991 - 1992 (vrátane ložiska Cu-W rúd v Novoveskej Hute) si vyžiadali 82,2 mil. Kčs.

V rokoch 1991 - 1992 sa hospodárska situácia ťažobných podnikov oproti pôvodným predpokladom podstatne zhoršovala, a preto Ministerstvo hospodárstva SR v spolupráci s Ministerstvom životného prostredia SR pripravilo na rokovanie Predsedníctva vlády SR (uznesenie č. 48/1992) Správu o plnení útlmového programu a návrh na jeho urýchlenie. Na jej základe do útlmového programu zaradili čiastočnú likvidáciu závodu ťažiaceho menej kvalitnú polymetalickú (komplexnú) železnú rudu v Rudňanoch, likvidáciu antimónovej huty vo Vajskovej, skrátenie likvidačných prác na lokalite Smolnícka Huta-Fichtenhübel, likvidáciu banských diel pod 12. horizontom ložiska Banská Štiavnica, likvidáciu jamy Gelnica a niektorých ďalších objektov geologického prieskumu a š. p. Banské stavby na ložisku Banská Štiavnica. Zámer zrýchliť likvidačné práce pre nedostatok finančných prostriedkov v štátnom rozpočte sa nepodarilo splniť.

Pre zhoršenú hospodársku situáciu v závode Rudňany (strata 100,1 mil. Sk) Ministerstvo hospodárstva SR predložilo vláde SR (uznesenie č. 252/1993) Návrh na riešenie súčasnej hospodárskej situácie š. p. Železorudné bane - závod Rudňany a na tomto základe sa do útlmového programu dodatočne zaradila (s výnimkou ťažby barytu) likvidácia všetkých objektov na ťažbu sideritových rúd v Rudňanoch. Likvidačné práce by sa mali skončiť do roku 1997 a vyžiadajú si náklady okolo 360 mil. Sk.

Do útlmového programu nebolo zaradené ložisko sideritových rúd v Nižnej Slanej. Tam sa naopak po sprístupnení banského úseku Kobeliarovo počíta od roku 1995 s ročnou ťažbou okolo 900 tis. t, čo je kapacita úpravne. Ďalšou lokalitou nezaradenou do útlmového programu je baňa Mária v Rožňave. V úsilí zachovať ťažbu z tohto unikátneho tetraedritového ložiska s vysokým obsahom Cu, a najmä Ag v zmysle uznesenia vlády SR č. 16/1992 vznikla spojením kapitálu š. p. Železorudné bane a anglo-austrálskej firmy SAMAX Ltd. akciová spoločnosť TESA. Podmienkou splnenia tohto podnikateľského zámeru, ktorý uvažuje aj so spracúvaním tetraedritových výpražkov v Rudňanoch (cca 55 tis. t), je doriešenie technológie spracovania na predajný produkt čiernu Cu (blister) s vysokým obsahom Ag. Technológiu v súčasnosti rieši austrálska fa AUSMELT, americká fa SUNSHINE a Ústav geotechniky SAV v Košiciach. Do času jej vyriešenia sa geologickoprieskumné práce prerušili a podľa uznesenia vlády SR č. 723/1994 sa banský úsek zaradil do dvojročnej konzervácie. Je reálny predpoklad, že sa po roku 1995 ťažba z ložiska obnoví a geologickoprieskumné práce dokončia. Predpokladá sa ročná ťažba bane Mária 100 - 120 tis. t a výstavba spracúvateľskej kapacity 16 tis. t/rok tetraedritových koncentrátov.

Súčasný priebeh útlmového programu zhodnotila správa Analýza súčasného stavu a plnenie útlmového programu v odvetví rudného baníctva v Slovenskej republike, ktorú na rokovanie vlády SR pripravilo Ministerstvo hospodárstva SR (uznesenie vlády SR č. 990/1994). V správe sa konštatovalo zaostávanie v likvidácii neefektívnych banských prevádzok v porovnaní s uznesením Predsedníctva vlády SR č. 48/1992, a to najmä pre nedostatočné krytie nákladov na likvidačné práce zo štátneho rozpočtu. Podľa tohto materiálu sa skončenie likvidačných, ako aj rekultivačných prác na povrchu predpokladá roku 1997.

V rokoch 1990 - 1993 sa na útlmový program v rudnom baníctve vrátane likvidácie pracovísk geologického prieskumu vynaložilo zo štátneho rozpočtu 508,76 mil. Sk, z toho 56,5 mil. Kčs z rozpočtu ČSFR.

Priamym dôsledkom realizácie útlmového programu v rokoch 1990 - 1994 je zníženie ťažby rúd železných a neželezných kovov z 2,52 mil. t roku 1989 na cca 1,0 mil. t roku 1994 a uvoľnenie okolo 7100 pracovníkov, z toho takmer 1900 z geologickoprieskumných organizácií.

Geologická služba USA — zameranie a stručný prehľad činnosti

Stanislav Konečný

Geologická služba USA (U. S. Geological Survey, ďalej USGS) bola založená roku 1879 rozhodnutím Kongresu USA. Jej zakladaciu listinu podpísal vtedajší prezident USA Rutherford B. Hayes.

Do čela služby vymenovali riaditeľa a poverili ho organizovať kartografické mapovanie územia USA, hodnotiť prírodné zdroje štátu, skúmať geologickú stavbu, nerastné zdroje a hydrologické pomery.

USGS pôsobí v rámci štátneho departamentu vnútra. Jej ročný rozpočet schvaľuje Kongres USA a podpisuje prezident.

Počas nepretržitej viac ako storočnej činnosti USGS prešla viacerými zmenami. Postupne sa z nej vyčlenil Úrad pre rekultiváciu pôd (1902), Banský úrad (1910), Federálna komisia pre energiu (1920) a i.

História potvrdzuje, že na kvalitu a efektivitu služby mali podstatný vplyv riaditelia, ktorí mali dostatočnú kompetenciu a vždy patrili medzi tzv. silné osobnosti geológie a zvyčajne aj verejnej sféry.

Počiatočné odbobie

Do roku 1879 existovalo viac organizácií (vrátane vojenských) zaoberajúcich sa topografickým a geologickým mapovaním. Vytvorenie USGS roku 1879 s federálnou pôsobnosťou bolo prvým krokom do rozvoja topografických a geologických prác potrebných pre hospodársky rozvoj mladého štátu.

V prvých rokoch službu ovplyvnila veľká finančná kríza. Jej prioritou bolo vyhľadávanie ložísk drahých kovov, príp. prehodnocovanie známych nálezísk, ako aj obstarávanie surovín pre železiarsky a oceliarsky priemysel.

Potrebu informácií o prírodných, a najmä o nerastných surovinách vyvolal rozvoj priemyslu. Roku 1859 sa prvýkrát hodnota priemyselnej produkcie USA dostala na úroveň hodnoty poľnohospodárskej výroby.

Prvý riaditeľ USGS Clarence King (1879 - 1881) zameral ložiskovú geológiu na získavanie praktických poznatkov v regiónoch, v ktorých sa uvažovalo s ťažbou. V tom období bola regionálna geológia v pozadí.

Ložiskový a technologický výskum sa uskutočnil v troch ťažobných revíroch na západe USA - Leadville v Colorade, v Comstocku a Eureke v Nevade. Vo východnej časti USA sa systematicky overovali železné rudy. Služba súčasne spracúvala údaje o zásobách a ťažbe nerastov v USA. Zaoberala sa aj legislatívnymi otázkami v oblasti prieskumu a ťažby nerastov. Vydala kompendium o banskom zákone a monografie o geologickej službe.

Po roku 1881 sa začali prípravné práce na zostavenie geologickej mapy USA. Príprava spočívala v základných stratigrafických a paleontologických štúdiách. Topografické práce boli podstatnou časťou programu USGS. V tom období sa topografia odčlenila od geológie a vytvorila v rámci služby samostatnú sekciu. Ložisková geológia sa pre nedostatok financií robila v obmedzenom rozsahu.

Realizácia komplexného programu USGS

Obdobie rastu úloh geologickej služby sa začalo roku 1894 a súviselo s rýchlym rozvojom priemyslu USA. Do popredia sa dostala inžinierskogeologická činnosť, prognózne oceňovanie nerudných surovín, energetických a vodných zdrojov.

Tzv. zlatá kríza druhýkrát v histórii geologickej služby posunula do popredia vyhľadávanie Au a Ag. Hodnotiace práce sa uskutočnili v regióne Cripple Creek, Colorado a Merkur v Utahu, kde sa Au a Ag mohli ekonomicky ťažiť vďaka novej technológii - kyanizácii. Roku 1895 sa začalo hľadať Au na Aljaške. Na základe tohto prieskumu produkcia Au v USA roku 1900 vzrástla oproti roku 1890 dvojnásobne a USA prijali Au za základ meny. V železorudných regiónoch Michiganu a Minnesoty prebiehal prieskum železných rúd. V Montane, Utahu a v Arizone sa hodnotili výskyty medených rúd.

Oceňovanie prírodných zdrojov sa rozšírilo o výskum lesného fondu. Pre ďalší rozvoj aplikovanej geológie chýbali poznatky základného výskumu. Táto potreba bola vo všetkých odvetviach, a preto roku 1902 vznikol Canregie Institucion of Wasshington. Na jeho vybudovaní mal podiel aj Ch. D. Wallcott, riaditeľ USGS (1894 - 1907). V tom období služba vyhľadávala a prognózne hodnotila ropu a zemný plyn.

Roku 1905 sa začal výskum a registrácia zdrojov uhlia v západnej časti USA. Geologická služba zistila nezákonné obsadenie území s potenciálnymi zdrojmi uhlia. Obdobná situácia bola aj s ropou, a preto sa uzákonila povinnosť vykonať geologickoložiskové hodnotenie územia pred jeho predajom ťažiarovi, príp. záujemcovi o prieskum. Po vyčerpaní známych ložísk fosfátov v USA sa okolo roku 1908 začal ich prieskum a skončil sa s pozitívnymi výsledkami.

Ku koncu minulého storočia bola úzka nadväznosť USGS na požiadavky federálnej vlády a geologické práce financované štátom podstatne pomohli pri industrializácii krajiny.

I. svetová vojna a nasledujúce roky

Po vypuknutí 1. svetovej vojny v Európe sa USGS zapojila do vojenských a hospodárskych príprav na vojnové obdobie. Išlo o intenzívny program hľadania ropy a strategických nerastov, pri ktorých sa predpokladal rast dopytu na svetových trhoch. Tie vyhľadávala služba aj mimo USA, a to v Strednej Amerike, Južnej Amerike a vo východnej Indii. Výsledky boli veľmi dobré. Ku koncu vojny sa overili zdroje nerastných surovín na vojenské účely (okrem draselných solí a dusičnanov). Geologická služba sa stala hlavným zdrojom informácií pre vládu o zásobách a ťažbe nerastov v USA a v zahraničí. Napriek intenzívnemu vyhľadávaniu sa vo vojnovom období v povojnovej etape industrializácie prejavil nedostatok energetických surovín a chýbali aj topografické a geologické mapy zo 60 % územia USA. Vládny program topografického a geologického mapovania spätý s vyhľadávaním surovín tieto úlohy v podstate vyriešil do roku 1932.

II. svetová vojna

Roku 1939 sa okrem dlhodobých programov geologického výskumu a topografického mapovania realizoval intenzívny výskum strategických nerastov. Vláda uvoľnila značné prostriedky na kooperáciu USGS so štátmi federácie pri overovaní takýchto ložísk. Zo začiatku sa tak definovalo sedem kovov, postupne boli v sfére záujmu prakticky všetky dôležité nerasty vrátane stopových prvkov potrebných na realizáciu tajných vojenských projektov, napr. na prípravu atómovej bomby. Získané komplexné poznatky sa zužitkovali pri budovaní námorných základní, vojenských nemocníc, letísk a pri zabezpečovaní zdrojov podzemnej vody. Geologická služba ich spracovala vo viac ako 15 000 špeciálnych správach a štúdiách. Služba riešila aj úlohy základného výskumu, a to v spolupráci s univerzitami a výskumnými ústavmi koncernov. V kooperácii s vojenským námorníctvom sa v geológii začala uplatňovať letecká magnetika.

Nový činiteľ v geológii - ekológia

Na začiatku 60. rokov sa v USA dostal do konfliktu hospodársky rozvoj a nevyhnutnosť zachovať ekologickú rovnováhu. Jedným z opatrení bolo vyhlásenie vládneho programu Výskum prírodných zdrojov Zeme prostredníctvom satelitov, ktorého koordináciou bola poverená USGS. Jeho súčasťou bolo vybudovanie výpočtového centra a databázy údajov z diaľkového prieskumu Zeme. Geologická služba v spolupráci s inými organizáciami vypracovala rozsiahle multidisciplinárne štúdie o surovinovej a environmentálnej politike s osobitným dôrazom na ich zrozumiteľnosť a využitie pri plánovaní a rozhodovaní štátnych orgánov. V rámci medzinárodnej spolupráce sa vykonával seizmický monitoring, predvídanie prírodných katastrof, sledovanie zosuvov a špeciálne štúdie na základe systému Landsat technology.

Roku 1971 sa začalo geologické mapovanie Marsu. Organizovala ho NASA. Už roku 1976 mala USGS spracovaných viac ako sto máp Marsu, Merkúra, Venuše a Mesiaca. V nasledujúcej etape sa začal výskum geológie morského dna a pobrežných častí morských bazénov. Roku 1983 prezident R. Reagan vyhlásil trojmíľové pásmo morí pri pobreží USA za záujmovú ekonomickú oblasť USA. Táto zóna bola takmer dva razy taká veľká, ako je rozloha USA. Výskumom morského dna v zóne sa s ďalšími organizáciami zaoberala USGS. Výsledkom bolo zistenie ekonomicky významných akumulácií Mn, Co, Cu, Au, stopových prvkov, ropy a fosfátov. Overené zdroje sa pokladajú za suroviny najbližšej budúcnosti.

Štátny program geologického mapovania z roku 1992

Faktom ukazujúcim, že význam poznatkov o geologickej stavbe územia štátu pre ekonomický rozvoj a ekologickú rovnováhu krajiny stále rastie, bolo schválenie zákona o štátnom programe geologického mapovania roku 1992. V jeho preambule sa konštatuje, že sa v ostatných dvoch desaťročiach počet vydávaných geologických máp drasticky znížil napriek tomu, že sú primárnym zdrojom informácií pre základný geologický výskum a aplikovanú geológiu. Kapacita a finančné zdroje federálnych, štátnych a akademických ustanovizní pre geologický výskum nestačia pokryť súčasné ani budúce požiadavky na geologické mapovanie z hľadiska ochrany prírody, energetickej sebestačnosti a národnej bezpečnosti.

Zákon ukladá povinnosť realizovať federálny kooperačný program geologického mapovania, nadväzne naň vybudovať databanku geologických máp a umiestniť ju v USGS. Tú zároveň poverili koordináciou programu mapovania.

Program má tieto časti:

1. Vlastné geologické mapovanie v oblastiach prioritných z ekonomického, sociálneho, environmentálneho hľadiska, ako aj z hľadiska potrieb základného výskumu - finančné zabezpečenie 139,5 mil. USD.
2. Podporné výskumné práce - paleontologické, geochronologické, geofyzikálne, geochemické - finančné zabezpečenie 41 mil. USD.
3. Odborné vzdelávanie zamerané na zostavovanie geologických máp - finančné zabezpečenie 3,75 mil. USD.

Celkovú sumu 184,25 mil. USD na zavedenie programu v rokoch 1993 - 1996 vrátane uvedeného členenia uvádza priamo zákon.

Finančná dotácia štátu pre USGS a počty pracovníkov

V prvých rokoch existencie služby bola ročná dotácia menej ako 1 milión USD a pracovníkov bolo iba niekoľko sto.

Roku 1939 pri ročnej dotácii 3,4 miliónov USD bol počet pracovníkov 998, roku 1940 stúpol rozpočet na 5,5 miliónov USD, čo súviselo s vypuknutím vojny v Európe.

Roku 1954 bola dotácia 48 miliónov USD a počet zamestnancov 7000. Služba vtedy vykonávala geologický výskum a mapovanie na území 48 štátov USA, na Aljaške, Havaji, v Portoricu a poskytovala technickú pomoc v Latinskej Amerike, na Blízkom východe, Ázii a v Afrike. Vrcholila etapa búrlivého povojnového rozvoja USA.

Roku 1971 ročný rozpočet vzrástol na 173 miliónov USD a počet zamestnancov na 9200. Začal sa systematický geologický výskum planét, Antarktídy, zvýšila sa technická pomoc rozvojovým krajinám.

Roku 1978 bol ročný rozpočet 640 miliónov USD a služba mala 13 000 zamestnancov. Spracúvala a analyzovala komplexné informácie o energetických zdrojoch, nerastných surovinách a vodných zdrojoch USA., riešili sa otázky životného prostredia v širokej medzinárodnej kooperácii.

O rozpočte roku 1992 uvádzame podrobnejšie údaje. Ročná dotácia 563 miliónov USD bola určená najmä na výskum globálnych zmien, hľadanie nových ložísk ropy a plynu, ochranu a zvýšenie kvality vôd a na geologické mapovanie.

Suma na prioritné programy roku 1992:

1. Regionálne geologické mapovanie 136 mil. USD
2. Nerastné suroviny, osobitne výskum 204 mil. USD
3. Výskum vodných zdrojov 176 mil. USD

Položka 2 zahŕňa globálne zmeny (11 mil.), nerastné suroviny vrátane energetických zdrojov (81 mil.), výskum geologickej stavby (31 mil.), výskum pobrežia (29 mil.) a geologické riziká (52 mil.).

Medzinárodná konferencia Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt

(Stará Lesná 25. september - 2. október 1994)

Cieľom konferencie, ktorá sa uskutočnila pod patronátom Ministerstva životného prostredia Slovenskej republiky a Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA), bola prezentácia súčasných poznatkov o variskej metalogenéze a mladšieho prepracovania jej produktov. Organizátorom konferencie bol Geocomplex, a. s. Bratislava v spolupráci so slovenskými geologickými organizáciami, Slovenskou pracovnou skupinou Projektu IGCP 276 a Slovenskou asociáciou ložiskových geológov. Konferencia pozostávala z prednáškovej a exkurznej časti. Po dvoch dňoch prednášok nasledovala päťdňová exkurzia.

Prednášky a posterová sekcia (26 - 27. september 1994) sa uskutočnili v akademickom prostredí hotela Academia v Starej Lesnej. Úvodné prednášky J. Veizera, Z. Johana, S. Banna, Z. Pertolda, P. Jakeša, A. C. Browna, H. G. Kräutnera, G. Juveho, H. G. Dilla, D. Fuchsa a ďalších boli prehľadom súčasného pokroku pri regionálnom metalogenetickom výskume. Prednášky boli rozšírené diskusiami pri dvanástich posteroch, ktoré sa vyznačovali veľmi vysokou odbornou a grafickou úrovňou. Ďalšia časť konferencie bola prezentáciou variských metalogenetických udalostí alpínskeho orogénneho pásma a neskôr slovenskí účastníci predniesli výsledky výskumu žilnej a stratiformnej mineralizácie Západných Karpát. Prehľad variskej mineralizácie v Západných Karpatoch predniesol za autorský kolektív M. Slavkay. P. Grecula a M. Radvanec prezentovali metamorfno-hydrotermálny model žilnej mineralizácie gemerika, B. Bartalský a kolektív submarinno-exhalačnú mineralizáciu, I. Rojkovič uránovú mineralizáciu Západných Karpát, D. Návesňák a kolektív poznatky o vplyve alpínskej tektoniky na variské mineralizované štruktúry. Výsledky geochemických výskumov granitoidných masívov boli prezentované J. Gubačom. Súčasťou odborného programu bolo aj večerné stretnutie zahraničných účastníkov konferencie s vedením Sekcie geologického výskumu a prieskumu MŽP a popredných slovenských geologických inštitúcií, podnikov a ťažobných organizácií pri okrúhlom stole (tzv. business round-table session). Toto podujatie bolo vynikajúcou, žiaľ ojedinelou propagáciou práce a možností slovenských geologických, geofyzikálnych a ťažobných organizácií. Nie je potrebné zdôrazňovať, že väčšina prítomných zahraničných účastníkov reprezentovala špičkových odborníkov zastupujúcich v hierarchii materských organizácií popredné miesta. Boli medzi nimi aj viacerí manageri podnikateľských firiem. Program konferencie počítal aj s relaxáciou účastníkov v podobe večerného vystúpenia folklórneho súboru Magura, či poldňovej exkurzie po známych tatranských lokalitách.

Bohatý program následnej päťdňovej exkurzie sa darilo organizátorom zvládnuť bez väčších modifikácií aj vďaka vopred prísne stanovenému časovému rozpisu. Tento naznačoval, že sa počíta s každým päťnásťminútovým intervalom a nezriedka pôjde o unikátnu, snáď poslednú možnosť sfárania na likvidovaných banských lokalitách.

Prvý deň exkurzie, 28. septembra 1994, bol vyhradený trom banským lokalitám v Spišsko-gemerskom rudohorí. Na úvod bola prednáška a fáranie na magnezitovom ložisku v Jelšave. Na lokalite sa študovali genetické problémy magnezitu, pozičné vzťahy magnezitových telies a rozličné typy suroviny. Sprievodcom bol J. Mates. Pri návšteve ďalšej lokality Mária v Rožňave účastníkov informoval V. Vajda o geológii rožňavského rudného poľa a špecifikách žilného systému Mária a Striebornâ. Fáranie sa neuskutočnilo, čo bolo u niektorých zahraničných účastníkov spojené s miernym sklamaním. Poslednou lokalitou prvého dňa exkurzie bol Smolník. Prednáška Ľ. Kováča oboznámila účastníkov s historickými aspektmi ťažby, ale i novými podnikateľskými aktivitami závodu ŽB Smolník. Pozornosť upútala ukážka starých banských máp a historickej kroniky. D. Návesňák po prehľade geológie a metalogenézy ložiska upriamil pozornosť účastníkov na povrchové východy mineralizovaných častí ložiska.

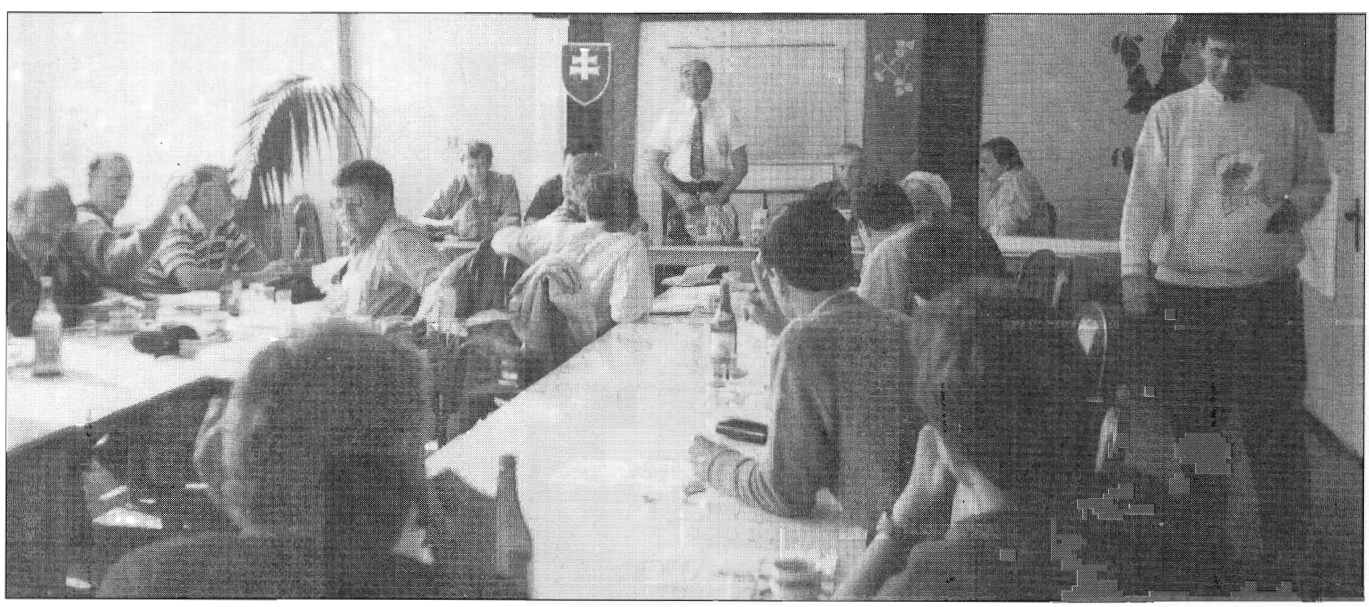
Druhý deň exkurzie, 29. septembra 1994, sa poznatky o metalogenéze Spišskogemerského rudohoria rozšírili fáraním na žile Droždiak v Rudňanoch v sprievode P. Michalka. Počas diskusie v podzemí A. C. Brown z Kanady zdôraznil možnosť ekonomickej prosperity práve z ťažby barytu.

Uránová mineralizácia bola predmetom exkurzného výkladu I. Rojkoviča a L. Novotného na opustenom povrchovom lome Muráň pri Novoveskej Hute. Večerný program bol venovaný geologickej stavbe a metalogenéze východoslovenských neovulkanitov. Počas prepravy do Viničiek, kde Z. Baczó predniesol prenášku spestrenú početnou grafickou dokumentáciou, účastníci absolvovali dve polhodinové prehliadky historického jadra mesta Levoče a Košíc.

Návšteva Nižnej Slanej 30. septembra 1994 bola charakteristická mimoriadne živou diskusiou k úvodnej prednáške L. Burdigu a J. Mihóka a rovnako zapálenou diskusiou v podzemí, kde sa účastníci zaujímali najmä o genézu sideritu, ale aj o technickú ťažbu na tomto modernom a prosperujúcom ťažobnom závode. Podľa vyjadrenia účastníkov, Nižná Slaná bola skvelým vyvrcholením exkurzie po gemerických lokalitách. Popoludňajší program bol už venovaný lokalite Jasenie, prednáške M. Blahu a fáraniu s prehliadkou scheelitovej mineralizácie.

Štvrtý deň, 1. októbra 1994, exkurzia viedla do regiónu Starých Hôr, Kremnice a Banskej Štiavnice. Geológii a mineralógii prvých dvoch regiónov boli venované prednášky M. Blahu a Ľ. Maťa na haldách, resp. povrchových dobývkach. Popoludní sa účastníci oboznámili s pamätihodnosťami Banskej Štiavnice, jej históriou a známym baníckym múzeom. Večer nasledovala prednáška J. Smolku o metalogenéze Štiavnických neovulkanitov a návšteva vyhlianskeho pivovaru, najprosperujúcejšieho pracoviska spoločnosti Hell.

Všeobecnú neinformovanosť zahraničia o vodnom diele Gabčíkovo a jeho prínose



Úvodné prednášky na závode Siderit Nižná Slaná sprevadzané veľmi živou diskusiou. Foto: J. Watanabe, Japonsko.

pre riešenie ekologických otázok sa pokúsili organizátori konferencie preklenúť poldňovou exkurziou 2. októbra 1994. Strhujúci výklad J. Vincenta a prehliadka snáď všetkých podstatných technických objektov vodného diela boli doplnené exkurziou po malebných zákutiach ramennej sústavy dunajskej vnútrozemskej delty. Poslednou zastávkou exkurzie bola lokalita Pezinok. Po prednáške M. Chovana a P. Mikulu o Sb-Au mineralizácii v čiernych bridliciach a ložiskových pomeroch. Pri fáraní sa konštatovala významná úloha strižných zón pri vytváraní metalogenetického obrazu lokality.

Účastníci exkurzie (všetci boli zo zahranicia) na záverečnom posedení na zámku v Smoleniciach vysoko hodnotili odbornú a organizačnú úroveň konferencie a exkurzie. Hlavnými organizátormi celej konferencie boli pracovníci a. s. Geocomplex: P. Grecula, D. Návesňák, Ľ. Gazdačko, Z. Németh a J. Kobulský. Veľkú zásluhu na úspešnom priebehu majú aj početní spoluorganizátori a vedenia slovenských geologických a ťažobných organizácií. Podrobnejšiu informáciu o týchto organizáciách si účastníci odnášali aj v 170 stranovom zborníku abstraktov prednášok so sprievodcom po lokalitách. Okrem poznatkov odborného charakteru (počas prvých dvoch dní konferencie odznelo 19 prednášok a diskutovalo sa pri dvanástich posteroch za prítomnosti 65 odborníkov zo 14 krajín sveta) účastníci vyzdvihli možnosť prehliadky starých banských miest, a hlavne fárania na banských lokalitách, ktoré budú čoskoro patriť histórii. Očakávali však výraznejší záujem o konferenciu zo strany domácich špecialistov a chýbali im najmä študenti vyšších ročníkov a ašpiranti, ktorí sa na podobných konferenciách v zahraničí za minimálne poplatky zúčastňuju v hojnom počte.

Zoltán Németh

Konferencia Projektu 362
Medzinárodnej geologickej korelácie v Smoleniciach

V Dome vedeckých pracovníkov v Smoleniciach sa v dňoch 3. - 9. októbra 1994 konalo výročné zasadnutie jedného z projektov Medzinárodného geologického korelačného programu pre Vedy o Zemi. Tento projekt s číslom 362 sa nazýva Stratigrafická korelácia a definícia geoeventov v kriedových sedimentárnych sekvenciách tetýdnej a boreálnej oblasti. V súčasnosti ide o jediný geologický projekt UNESCO, riadený slovenským vedeckým pracoviskom. Na jeho vedení sa podieľajú slovenskí geológovia z Geologického ústavu SAV a ich holandskí partneri z utrechtskej univerzity. K spolupráci na ňom sa dosiaľ prihlásili vedci zo 49 krajín Európy, Ameriky a Ázie.

Projekt 362 by s použitím poznatkov rozličných špecializácií (biostratigrafie, magnetostratigrafie, cyklostratigrafie a sekvenčnej stratigrafie, štúdia eustatických zmien morskej hladiny, sedimentárnych a geochemických zmien látkového zloženia sedimentov) mal dospieť k zostaveniu kriedovej korelačnej schémy vývojov v krajinách mediterránnej oblasti, ktoré patrili tropickému praoceánu Tethys (Tunis, Portugalsko, Španielsko, Francúzsko, Švajčiarsko, Taliansko, Slovinsko, Rakúsko, Slovensko, Maďarsko, Rumunsko, Albánsko a Bulharsko) s oblasťami severozápadnej a severovýchodnej Európy, ktoré tvorili dno epikontinentálnych severných (boreálnych) morí (Anglicko, Švédsko, Belgicko, Holandsko, Nemecko, Česko, Poľsko, Ukrajina a Rusko). V súčinnosti s podobným projektom pre východnú Áziu (č. 350), vedeným japonskými kolegami, bude možné modelovať klimatické, eustatické, tektonické a geochemické zmeny, vyvolané vplyvmi „skleníkového efektu" v zemskej atmosfére. Podmienky, ktoré panovali na našej planéte v kriedovom období spôsobili vytvorenie najvýznamnejších svetových ložísk ropy, roponosných bridlíc, bauxitov, uhlia a ďalších dôležitých nerastných zdrojov sedimentárneho pôvodu. Ich poznanie môže ozrejmiť príčiny globálneho vzrastu obsahu CO_2 v atmosfére, priemerných ročných teplôt a úrovne morských hladín, porovnateľných s dnešnými zmenami týchto faktorov.

Výročné pracovné stretnutie Projektu 362, ktorého sa zúčastnilo 43 zástupcov desiatich univerzít, štyroch geologických služieb, troch národných múzeí a ďalších akademických, rezortných i priemyslových geologických inštitúcií z jedenástich štátov Európy a Ameriky, vďačí za svoj úspech starostlivosti Národného geologického komitétu SR, Slovenskej komisie pre UNESCO Ministerstva zahraničných vecí SR, sekcie medzinárodnej vedeckej spolupráce Ministerstva školstva a vedy, ako i viacerým sponzorom, najmä podniku Nafta Gbely, Všeobecnej úverovej banke a Slovenskej sporiteľni. Na organizácii podujatia sa okrem Geologického ústavu SAV podieľali: Geologický ústav Dionýza Štúra, Vývoj a výskum Zemného plynu a nafty, katedra geológie PF UK v Bratislave, ale aj katedra geologie a mineralogie Banskej univerzity v Ostrave a Geologický ústav Akademie věd ČR. Pri organizácii exkurzie ochotne pomohlo vedenie cementární v Ladcoch, Hornom Srní, v Lietavskej Lúčke a veľkolomu Štramberk podniku Třinecké železárny, i správca jaskyne Driny.

Každý z troch dní konferenčnej časti stretnutia uvádzali prednášky prof. W. W. Haya z Boulderu (USA), venované globálnym problémom kriedovej paleooceánografie. Účastníci sa zhodli v názore, že práve tento úvod každého dňa zasadania, ktorý priam nútil k netradičnému prístupu k prinášaným faktom, patril medzi významné úspechy konferencie.

Autori príspevkov v prvej sekcii konferencie, ktorej predsedali P. Hoedemaeker (Holandsko) a H. Summesberger (Rakúsko) sa zaoberali špecifickými problémami kriedovej boreálnej a tetýdnej paleogeografie, paleoklimatológie a biostratigrafie.

Pozornosť venovali distribúcii amonitov (Z. Vašíček, Ostrava; H. Summesberger, Viedeň), mikro- a nanoplanktónu (L. Švábenická, Praha), pričom zvýraznili nutnosť korelácie jednotlivých parabiostratigrafických škál v detailne a komplexne študovaných kľúčových profiloch. Ukazuje sa, že spoľahlivou bázou pre interpretáciu paleooceánografických udalostí sa stáva sekvenčná analýza. Druhej sekvii predsedali D. Reháková (Slovensko) a G. Pop (Rumunsko). Prednášajúci (V. Houša, M. Krs a P. Pruner, Praha) dokumentovali významné úspechy, ktoré dosiahli v magnetostratigrafii spodnokriedových sekvencií, pričom profily Brodno a Rochovica v Kysuckej bráne pri Žiline sa stávajú opornými profilmi mediteránnej spodnokriedovej magnetostratigrafickej škály, doplňujúcimi poznatky zo španielskeho profilu Rio Argos (Caravaca) a talianskych lokalít Foza a Bosso.

Druhý deň konferencie sa začal prednáškou W. W. Haya, venovanou kriedovej paleoklimatológii. Autor použil množstvo poznatkov i postupov, ktoré nahromadil za svoje dlhé roky praxe v oceánografickej službe a ktoré boli pre väčšinu prítomných neznáme. Tretia sekcia konferencie, vedená Z. Vašíčkom (Česká republika) a M. Mišíkom (Slovensko), bola venovaná problémom vrchnokriedovej magnetostratigrafie v boreálnej oblasti (B. Sjöberg, Stockholm), biostratigrafii stredno a vrchnokriedových sekvencií Tuniska (R. Damotte, Paris), Čiech (L. Hradecká, Praha) a Maďarska (G. Császár, Budapest). Štvrtá sekcia, ktorej predsedali R. Damotte (Francúzsko) a Z. Stráník (Česká republika), sa zamerala na problematiku kriedovej mikrobiostratigrafie z Rumunska (G. Ionescu, Cluj) a na Slovensku (E. Halásová a V. Borza, Bratislava). Popoludní bola pod vedením J. Michalíka a D. Rehákovej krátka geologická vychádzka do blízkej doliny Hlboč, na Malú Lateršáňu a Molpír, na ktorej sa dokumentovali výsledky podrobného stratigraficko-sedimentologického výskumu spodnokriedových uložení vo vysockej jednotke Malých Karpát. Terénna prednáška sa stretla so živým záujmom účastníkov. Večer bol venovaný posterovej sekcii (celkom 33 exponátov), na ktorej demonštrovalo svoje výsledky 45 autorov. Najväčšiu pozornosť vzbudila „počítačová show" prof. Haya, ktorý predviedol živú počítačovú simuláciu tvorby platetektonických, paleooceánografických a paleogeografických máp planéty Zem (i jednotlivých ľubovoľne volených častí jej povrchu) počas kriedového obdobia. Ocenenie si zaslúžili i práce mladých slovenských, českých a poľských autorov, ktoré dokumentovali perspektívy budúceho výskumu kriedovej problematiky v Západných Karpatoch.

Posledný, tretí deň konferencie začal opäť pilotnou prednáškou W. W. Haya, ktorá sa zamerala na globálne problémy paleooceánografie a paleoklimatológie kriedového obdobia na Zemi a na počítačové modelovanie konkrétnych podmienok, vymedzených astronomickou a paleogeografickou situáciou danej lokality. Možnosť rekonštruovať vo vymedzených lokalitách také faktory ako priemerná teplota, smer prevládajúcich vetrov, salinita, smer prúdov, hrúbka morského ľadu pre jednotlivé ročné obdobia pred desiatkami miliónov rokov pomocou počítačovej simulácie vzbudila nadšený ohlas a živú diskusiu. Piatej sekcii predsedal W. W. Hay (USA). Autori (J. Michalík a D. Reháková, Bratislava) sa zaoberali otázkami vzťahov medzi rozvojom a distribúciou spodnokriedového mikroplanktónu, morskými prúdeniami a klimatickými vplyvmi orbitálnych zmien pohybu našej planéty. Z Vašíček (Ostrava), V. Houša (Praha) a E. J. Baraboškin (Moskva) diskutovali možnosť immigrácie boreálnej amonitovej fauny do tetýdneho priestoru. M. Mišík (Bratislava) načrtol obraz paleogeografických pomerov v Západných Karpatoch počas vrchnej kriedy. Šiestu sekciu viedol B. A. Sjöberg (Švédsko). Bola venovaná problematike štúdia vrchnokriedových uložení vo Vonkajších Karpatoch (M. Bubík, Brno) a v predpolí Českého masívu na južnej Morave (Z. Stráník, M. Bubík, Brno; L. Švábenická, S. Čech, M. Eliáš, Praha). Popoludní sa konala krátka vychádzka do jaskyne Driny. Geologický výklad zahŕňajúci stratigrafiu, tektoniku a paleogeografické vzťahy komplexu spodnokriedových pelagických vápencov, v ktorom sa vytvorili krasové fenomény Smolenického krasu, podali J. Michalík a D. Reháková. Záverečný večer konferencie patril nielen oddychu a voľnej zábave, ale hlavne diskusii o náplni, cieľoch a ďalšom zameraní práce projektu. Účastníci súhlasili s návrhom, aby najbližšie stretnutia pracovných skupín sa konali v Tibete (Lhasa) a vo Francúzsku (Strasburg). Výročné stretnutie v roku 1995 v Bruseli bude spojené so sympóziom o hraniciach kriedových stupňov. Upresnilo sa zloženie pracovných skupín a špecifikácia tímov. Jednotlivým národným komitétom budú odoslané návrhy na národných zástupcov, ktorými by sa mali stať najaktívnejší pracovníci z príslušných krajín.

Problematike kriedovej tetýdno-boreálnej korelácie bola venovaná i štvordenná exkurzia po západnom Slovensku a severovýchodnej Morave. Medzi 23 navštívenými lokalitami zvláštnu pozornosť prítomných odborníkov vzbudili profily pri Brezovej v Myjavskej pahorkatine, pri Zliechove v Strážovských vrchoch, lom Butkov v Ladcoch, profily v Kysuckej bráne a lom Štramberk pri Kopřivnici.

Účastníci výročného stretnutia obdržali obsiahly zborník abstraktov prednášok i prihlásených posterov, vydaný Geologickým ústavom D. Štúra a podrobného exkurzného sprievodcu. Najvýznamnejšie príspevky i výsledky samotného vedeckého stretnutia budú publikované vo zvláštnom čísle Geologica Carpathica.

RNDr. Daniela Reháková, CSc.
organizačný výbor AWM IGCP 362

RNDr. Jozef Michalík, DrSc.
vedúci IGCP Projektu 362

Seminár Genéza hydrotermálneho zrudnenia v štiavnicko-hodrušskom rudnom rajóne a vernisáž výstavy Genéza rudných žíl v Banskej Štiavnici

(Banská Štiavnica 27.10.1994)

27. októbra 1994 usporiadala pobočka SGS v Banskej Bystrici v spolupráci so Slovenským banským múzeom v Banskej Štiavnici, katedrou mineralógie a petrografie Prírodovedeckej fakulty UK, Geologickým ústavom SAV, pracovisko v Banskej Bystrici, a s Geologickým ústavom D. Štúra celoslovenský seminár Genéza hydrotermálneho zrudnenia v štiavnicko-hodrušskom rajóne. Seminár vhodne doplnila vernisáž výstavy Genéza rudných žíl v Banskej Štiavnici inštalovaná v Slovenskom banskom múzeu. Obidve akcie boli venované pamiatke prof. RNDr. Miroslava Koděru, CSc., ktorý celý svoj plodný vedecký život venoval otázkam zrudnenia v Banskej Štiavnici a v Hodruši.

Na seminári odzneli nasledujúce referáty.

M. CHOVAN, Š. DÁVIDOVÁ a S. JELEŇ: Život a dielo prof. M. Koděru

H. ŠUŠKOVÁ: Z histórie banského múzea D. Štúra, ďalší vývoj mineralogického oddelenia Slovenského banského múzea a jeho perspektívy

J. NOVÁK: Historický význam baníctva v štiavnicko-hodrušskom rajóne

D. ONAČILA: Metalogenéza štiavnicko-hodrušského rudného rajónu

Š. KÁČER a P. KODĚRA: Fe skarnový proces v centrálnej zóne štiavnického stratovulkánu

K. MARSINA, V. HOJSTRIČOVÁ a E. ŽÁKOVÁ: Skarnovo-medenoporfýrová mineralizácia v centrálnej zóne štiavnického stratovulkánu

T. SASVÁRI a R. SCHMIDT: Štruktúrna analýza mineralizovaných žíl a paleonapäťová analýza v oblasti šachty Weiden v Banskej Štiavnici

I. KRAUS: K problematike asociácií ílových minerálov v drahokovových a polymetalických ložiskách stredoslovenských neovulkanitov

S. JELEŇ a M. HÁBER: Model genézy hydrotermálnej žilnej mineralizácie štiavnického rudného poľa

M. BÖHMER: Niektoré genetické a ekonomické parametre kremnického ložiska

Referáty prezentovali najnovšie poznatky o metalogenéze centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu, ktoré komplexným štúdiom získali pracovníci GÚDŠ a Prírodovedeckej fakulty UK, GÚ SAV v Banskej Bystrici, Baníckej fakulty Technickej univerzity v Košiciach, Slovenského banského múzea a Štátneho ústredného banského archívu v Banskej Štiavnici.

Rozšírené abstrakty referátov zverejní Zborník Slovenského banského múzea v Banskej Štiavnici roku 1995.

Na seminári a vernisáži výstavy bolo 85 účastníkov. Osobitne si ceníme prítomnosť manželky zosnulého prof. Koděru pani Anny Koděrovej so synmi, mnohých jeho spolupracovníkov, ako aj študentov geológie na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave a študentov baníctva Strednej priemyselnej školy v Banskej Štiavnici.

Zároveň si dovoľujeme pozvať geológov aj širokú verejnosť na prehliadku výstavy do Slovenského banského múzea v Banskej Štiavnici, ktorá bude inštalovaná do marca 1995.

Milan Háber

Seminár Baníctvo v Rudňanoch a Kišovciach - Švábovciach

V dňoch 19. - 20. októbra 1994 sa v Rudňanoch uskutočnil seminár pod názvom Baníctvo v Rudňanoch a Kišovciach - Švábovciach. Zorganizovalo ho Slovenské banské múzeum v Banskej Štiavnici v spolupráci s ďalšími organizáciami.

Seminár sa zaoberal minulosťou a prítomnosťou baníctva v Rudňanoch i perspektívami baníctva v tomto regióne. Zároveň sa zameral aj na históriu baníctva v Kišovciach - Švábovciach. Na seminári sa 19 prednášateľov zameralo najmä na súčasné problémy rudnianskeho baníctva a na konkrétne úlohy v záujme zachovania baníctva v Rudňanoch.

Účastníci seminára sa uzniesli vybudovať banský skanzén v rámci Železorudných baní, závod Rudňany, kde sú exponáty, dokumentujúce výrobu v tomto závode.

Eugen Kladivík

Za doc. RNDr. Jánom Jarkovským, DrSc.

Uprostred horúceho leta 11. augusta 1994 po ťažkej chorobe dotĺklo šľachetné srdce významného slovenského geochemika a vysokoškolského pedagóga doc. RNDr. Jána Jarkovského, DrSc. Katedra geochémie Prírodovedeckej fakulty UK v jeho osobe stratila horlivého propagátora geochémie a kolegu, ktorého skúsenosti boli pre mnohých hybným motorom. Zo slovenskej geologickej komunity odišla vedecká osobnosť, ktorá po sebe zanechala dielo značného rozsahu a veľkého významu.

Ján Jarkovský sa narodil 18. júla 1919 v malej osade Dolina pri Drážkovciach v prekrásnej prírode Turca. Bytostná spätosť s prírodou podmienila a umocnila jeho celoživotné zameranie, a tak sa po maturite na Štátnom gymnáziu v Martine zapísal na Prírodovedeckú fakultu Slovenskej univerzity v Bratislave na štúdium prírodopisu a chémie.

Po vysokoškolských štúdiách sa roku 1945 stal asistentom mineralogicko-petrografického ústavu Slovenskej vysokej školy technickej a pracoval tam do roku 1948. V tomto prostredí a zrejme aj vďaka odborom, ktoré študoval, získal vrelý vzťah ku geochémii a ten ho sprevádzal po celý jeho ďalší život.

Po odchode z ústavu J. Jarkovský desať rokov pracoval v Geologickom ústave Dionýza Štúra. Tu vďaka zanieteniu a organizačným schopnostiam vybudoval chemicko-analytické oddelenie a vychoval pracovníkov špecializovaných na chemickú analýzu geologických materiálov. Analytické skúsenosti, ktoré v tom období načerpal, zúročil v monografii venovanej analýze silikátových hornín (1960). Je to zatiaľ jediná práca vydaná u nás s komplexným záberom v danej problematike. Význam spoľahlivých analytických výsledkov pre ďalší rozvoj geochémie zdôraznila aj jeho rigorózna práca, tematicky zameraná na dinasové kremence Slovenska (1952).

Roku 1959 prešiel Ján Jarkovský do vedeckovýskumného geologicko-geografického ústavu Prírodovedeckej fakulty UK ako vedúci analytickochemického oddelenia so zameraním najmä na analýzu stopových prvkov metódou optickej emisnej spektroskopie. Možno povedať, že bol jedným z priekopníkov kvantitatívnych postupov stanovovania stopových prvkov v geologických materiáloch, najmä v sírnikových mineráloch. Tu roku 1964 za výsledky spektrochemického a geochemického výskumu pyritu a pyrotínu z ložísk Západných Karpát získal vedeckú hodnosť kandidáta geologicko-mineralogických vied. V tomto výskumnom smere pokračoval a spolu s akademikom Cambelom zhodnotil geochémiu viacerých sulfidických minerálov v piatich monografiách. Toto veľké vedecké dielo bolo odmenené aj štátnou cenou.

S cieľom naplno využiť pedagogické schopnosti v odbore geochémia na vysokej škole prešiel Ján Jarkovský z Geologického ústavu PF UK na katedru geochémie tejto fakulty. Tu sa roku 1972 habilitoval za docenta. Za súborné vedecké práce z geochémie sulfidických minerálov získal roku 1980 hodnosť doktora geologických vied.

Bohatá publikačná činnosť doc. RNDr. Jána Jarkovského, DrSc., predstavuje 7 monografií a viac ako 80 pôvodných vedeckých prác, ako aj rad vystúpení na vedeckých konferenciách doma aj v zahraničí. Bol členom viacerých vedeckých spoločností, okrem iných aj takej významnej, ako je Medzinárodná asociácia pre geochémiu a kozmochémiu.

Doc. RNDr. Ján Jarkovský, DrSc., bol nielen dobrým vedeckým pracovníkom, ale aj vynikajúcim pedagógom. Vychoval viac kandidátov vied, doktorov prírodovedy a viedol mnohé diplomové práce. V prednáškach plným priehrštím odovzdával svoje teoretické vedomosti a praktické skúsenosti študentom a vždy s nimi vedel nadviazať úzky kontakt.

Nemožno zabudnúť ani na jeho organizačné schopnosti. Ešte aj dnes máme v pamäti, ako s jemu vlastným entuziazmom organizoval vedeckú konferenciu o zlate v Západných Karpatoch na Donovaloch.

Doc. RNDr. Jána Jarkovského, DrSc., sme poznali ako mimoriadne pracovitého a skromného človeka. Väčšina z nás poznala jeho cit pre spravodlivosť a vzácnu schopnosť oceniť aj prácu iných, jeho systematický prístup k práci od nastolenia problému až po konečnú interpretáciu výsledkov. Retrospektívne sa nám vynárajú spoločne prežité chvíle na katedre či pri terénnych prácach. Pri rozhovoroch nám bude chýbať jeho zvučný hlas.

V mene všetkých, ktorí doc. RNDr. Jána Jarkovského, DrSc., poznali, i v mene tých, čo s ním spolupracovali a preberali jeho skúsenosti, mu na tomto mieste ďakujeme za všetko, čo vykonal pre rozvoj slovenskej geológie, slovenského vysokého školstva i pre celú spoločnosť. Pri čítaní týchto riadkov mu venujme tichú spomienku.

Česť jeho svetlej pamiatke !

Katedra geochémie PF UK

Životné jubileum prof. RNDr. Ladislava Melioris, DrSc.

V auguste 1994 sa uprostred tvorivej vedeckovýskumnej a pedagogickej práce plný optimizmu dožil šesťdesiatich rokov významný slovenský hydrogeológ a vedec prof. RNDr. Ladislav Melioris, DrSc. S osobou jubilanta je spätá široká škála nových vedeckých poznatkov z hydrogeológie, ale aj výchova radu slovenských, ako aj zahraničných hydrogeológov a kvalifikovaných vedeckovýskumných pracovníkov.

Aj keď v geologickom chápaní je šesť decénií iba nepatrný časový úsek, v živote človeka je to okamih príhodný na zamyslenie, a preto sa aspoň nakrátko venujeme doterajšiemu životu a dielu nášho jubilanta.

Ladislav Melioris sa narodil 20. augusta 1934 v Trnave. Po maturite na Štátnom gymnáziu v Trnave sa zapísal na štúdium geológie na Fakulte geologicko-geografických vied Univerzity Komenského, kde roku 1958 študijný smer inžinierska geológia ukončil. Po štúdiách pôsobil na katedre inžinierskej geológie, neskôr na katedre hydrogeológie a na katedre podzemných vôd.

Jubilant si odbornosť prehĺbil v rámci vedeckej ašpirantúry na MGRI v Moskve u prof. A. M. Ovčinikova a tam roku 1964 obhájil kandidátsku dizertáciu Uhličité vody stredného Slovenska, čo významne determinovalo jeho ďalšie odborné smerovanie. Výsledky rozsiahlych výskumných prác mu umožnili roku 1982 obhájiť aj doktorskú dizertáciu Podzemné vody kryštalinika Západných Karpát.

Dôležité miesto v práci jubilanta mala a má pedagogická činnosť. Prednáša disciplíny hydrogeochémia, podzemné vody a ich prieskum, minerálne vody, balneotechnika a zachytávanie minerálnych vôd a vedie z nich semináre. Vychoval desiatky absolventov a niekoľko vedeckých pracovníkov. Je autorom a spoluautorom šiestich učebných textov a učebnice Podzemná voda, metódy výskumu a prieskumu. Rozsiahla bola aj organizačná práca jubilanta. Roku 1977 založil katedru hydrogeológie Prírodovedeckej fakulty UK, viedol ju a úspešne budoval viac ako desať rokov. Rozhodujúcou mierou sa zaslúžil o začlenenie hydrogeológie ako vedného odboru do štátneho plánu základného výskumu v 70-ych rokoch. Významne sa zúčastňoval na budovaní a rozvoji Prírodovedeckej fakulty UK ako dekan a celej Univerzity Komenského ako prorektor i rektor. Za presadzovanie úzkej spolupráce s praxou mu pri príležitosti 25 rokov organizovanej hydrogeológie na Slovensku udelili Pamätnú medailu. V rokoch 1966 - 1968 bola jeho pôsobiskom Universidad de Oriente v Santiagu de Cuba.

Vedecko-výskumnú činnosť jubilanta možno rozdeliť do dvoch oblastí. Veľkú časť vedeckého potenciálu venoval analýze a metodike výskumu a prieskumu hydrogeologických pomerov a režimu puklinových podzemných vôd kryštalinika horských oblastí. Režim podzemných vôd analyzoval a hodnotil hydrologickými, matematicko-fyzikálnymi, hydraulickými aj hydrogeochemickými metódami. Predložil prvé komplexné zhodnotenie hydrogeologických pomerov kryštalinika Západných Karpát. Ale rozhodujúcou oblasťou jeho vedeckého záujmu boli a sú minerálne vody. Výsledky jeho prác sú veľkým prínosom do riešenia genézy a režimu minerálnych vôd, najmä preplynených, ich optimálnej exploatácie a ochrany. Ako príklad možno uviesť komplexné riešenie genézy, využívania a ochrany minerálnych vôd tzv. levickej žriedlovej línie. Na riešení tejto problematiky sa aktívne zúčastňuje až dodnes. Za prínos do rozvoja prírodných vied mu roku 1987 udelili Striebornú plaketu D. Štúra SAV.

Výsledky vedeckej a odbornej práce prof. RNDr. Ladislav Melioris, DrSc., postupne zverejňoval. Jeho publikačná činnosť korešponduje s trendmi rozvoja hydrogeológie vo svete. Je autorom alebo spoluautorom 107 vedeckých a iných prác. Jeho dve vedecké práce roku 1972 a 1987 dostali cenu Literárneho fondu. Prednášal a úroveň slovenskej hydrogeológie prezentoval na mnohých vedeckých konferenciách doma aj v zahraničí, napr. v Sofii, Krynici, Moskve, Granade, Viľnuse, Montereyi a vo Washingtone. Vypracoval desiatky výskumných správ, štúdií, expertíz a posudkov pre inštitúcie a podniky vodohospodárskej praxe.

Mnohostranná činnosť jubilanta sa prejavila a prejavuje aj v ďalších aktivitách. Ako popredný predstaviteľ hydrogeológie pracoval v rozmanitých vládnych, rezortných a akademických komisiách, zboroch a radách. Zúčastnil sa na príprave a založení Slovenskej asociácie hydrogeológov. Roku 1993 ho zvolili za prezidenta Slovenského komitétu Medzinárodnej asociácie hydrogeológov (AIH). Je členom Medzinárodnej odbornej komisie pre minerálne a termálne vody (CMTW, IAH), Národného geologického komitétu Slovenska a ďalších odborných orgánov.

Pri rekapitulácii doterajšej pedagogickej, vedeckej a odbornej aktivity prof. RNDr. L. Meliorisa, DrSc., musíme konštatovať, že bola veľmi široká, rozsiahla a hlboká. Jeho odborná fundovanosť, pracovná aktivita, cieľavedomosť a organizačné schopnosti si vyslúžili pozornosť a uznanie nielen doma, lež aj v zahraničí. Spolupracovníci, kolegovia, priatelia a žiaci sú jubilantovi zaviazaní vďakou nielen za prínos jeho vedeckovýskumnej práce, za vynikajúcu organizačnú činnosť, za šírenie dobrého mena slovenskej hydrogeológie vo svete, ale aj za srdečný a priateľský vzťah a ochotu pomôcť radou a činom.

Životné jubileum prof. RNDr. Ladislava Meliorisa, DrSc., je príležitosťou vyjadriť mu v mene slovenskej hydrogeologickej obce poďakovanie za to, čím pomohol formovať odborný profil mnohých slovenských hydrogeológov, a zaželať mu dobré zdravie a pracovný elán do ďalších rokov tvorivej práce na úžitok našej hydrogeológie a hydrogeológie vôbec.

Vladimír Hanzel

Zoznam publikovaných vedeckých a iných prác

Böhm, V. & Melioris, L. 1961: Náčrt hydrogeologických pomerov stredoslovenských neovulkanitov. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 7, 151 - 171.*

Melioris, L. 1965: Hydrogeologické pomery rajónu Kaukazských minerálnych vôd. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 10, 173 - 180.*

Franko, O. & Melioris, L. 1965: Problematik der Genese des CO_2 in der mineralwässern der Westkarpaten. *In: Carpatho-Balcan Geological Association, VII. Congres Sofia. Reports, Part V., 23 - 27.*

Melioris, L. 1968: Des erificios de las aquas minerales de Cuba. Technologia y ciencias. *Univ. Ote. Santiago de Cuba, 19.*

Melioris, L. & Hyánková, K. 1968: Minerálne vody v Kalinčiakove, Santovke, Malinovci, Dudinciach a Slatine. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 16, 153 - 161.*

Hyánková, K., Krahulec, P. & Melioris, L. 1969: Minerálne a termálne vody „levickej žriedelnej línie". *In: Zbor. II. Medzinárodného balneotechnického sympózia. Piešťany, 191 - 203.*

Hyánková, K., Krahulec, P. & Melioris, L. 1969: Súčasný stav hydrogeologickej preskúmanosti a problémy ďalšieho výskumu „levickej žriedelnej línie". *Geol. Práce, 12, 368 - 371.*

Melioris, L. 1969: Hidrogeologia I. *Univ. Oriente STGO de Cuba (Učeb. text), 201.*

Melioris, L. 1969: Hidrogeologia II. *Univ. Oriente STGO de Cuba (Učeb. text), 123.*

Melioris, L. & Tomlain, J. 1970: Príspevok k riešeniu problematiky režimu podzemných vôd v Západných Tatrách. *In: Zbor. ref. V. hydrogeologickej konferencie, Gottwaldov, 265 - 291.*

Melioris, L. 1970: Historique des sources minérales á Starý Smokovec. *Panorama. Bratislava, 17.*

Hyánková, K. & Melioris, L. 1971: Li, Sr, Fe, Al, B vo vodách niektorých minerálnych prameňov v oblasti Vysokých Tatier. *Zbor. TANAPu, 13, 343 - 349.*

Böhm, V., Hyánková, K., Matula, M. & Melioris, L. 1972: Agresívne vlastnosti podzemných vôd na Slovensku. *In: Zbor. ref. konf. „Zakladanie pod hladinou podzemnej vody so zvláštnym zreteľom na agresivitu prostredia". Dom techniky SVTS Bratislava, 53 - 62.*

Melioris, L. 1972: Factors Influencing the Hydrogeological conditions in the Western Tatra Mountains. *Geol. Zbor. Geol. carpath., XXIII, 1, 3 - 14.*

Melioris, L. 1972: Význam štúdia vodných roztokov pri riešení hydrogeologických problémov: *In: Zbor. prác abs. k 20. výročiu výuky inžinierskej geológie a hydrogeológie. Žilina, 39 - 42.*

Melioris, L. 1972: Puklinové vody horninových masívov jadrových pohorí a problémy ich hydrogeologického výskumu. *In: Zbor. prednášok Prieskum a hodnotenie zdrojov vody. SVTS, Banská Bystrica, 19.*

Melioris, L. & Mucha, I. 1972: Modelovanie procesu vytvárania odtoku z povodia Ráčkovej doliny na hydraulickom integrátore systému Lukjanova. *In: Zbor. ref. Hydraulické problémy Slovenska. 217 - 226.*

Melioris, L. & Tomlain, J. 1973: Niektoré výsledky aplikácie hydrometeorologických metód pri riešení hydrogeologických pomerov Západných Tatier. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 25, SPN Bratislava, 47 - 67.*

Böhm, V., Melioris, L. & Mucha, I. 1974: Trebovanija k gidrogeologičeskim kartam a točki zrenija ochrany žiznennoj sredy. *In: Proc. of the Xth Congress KBGA. Bratislava, 5 - 9.*

Melioris, L. 1974: Niekoľko poznámok k vyčleňovaniu podzemného odtoku. *Mineralia slov., 6, 231 - 239.*

Gazda, S., Melioris, L. & Porubský, A. 1974: Hydrogeológia a ochrana životného prostredia. *Mineralia slov., 6, 3, 239 - 249.*

Melioris, L. et al. 1974: Súčasný stav a perspektívy rozvoja hydrogeochémie na Slovensku. *In: Zbor. ved. sem. Jahodná, 171 - 183.*

Melioris, L. 1974: Podzemné vody kryštalinika. *In: Mat. z III. celoslov. geol. konferencie. Bratislava, SGÚ, 23 - 26.*

Porubský, A., Melioris, L., Gazda, S. & Rebro, A. 1974: Ochrana obyčajných a minerálnych vôd. *In: Mat. z III. celoslov. geol. konferencie. SGÚ, Bratislava, 89 - 95.*

Melioris, L. 1974: Niektoré problémy znečistenia a ochrany podzemných vôd. *In: Zbor. ref. Podzemné komunikácie - príroda - životné prostredie. Štrbské Pleso, 98 - 109.*

Mucha, I., Banský, V., Böhm, V. & Melioris, L. 1974: Metódy hydrogeologického výskumu I. a II. UK Bratislava. *Učeb. text., 498.*

Melioris, L. 1975: Pórové vody a význam ich štúdia. *Geol. Práce, Spr. 62, 107 - 113.*

Lamoš, D. & Melioris, L. 1975: Hydrogeologické problémy ochrany prírodných zdrojov podzemných vôd. *Život. Prostr., IX, 4, 196 - 200.*

Melioris, L. 1975: Dohoda. *Naša Univerzita, XXII., 2, 1.*

Melioris, L. 1976: Použitie hydrogramu pri štúdiu hydrogeologických pomerov povodia. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 29, 149 - 168.*

Melioris, L. 1976: Niekoľko poznámok k problému znečistenia podzemných vôd a k prirodzenému čistiacemu pôsobeniu horninového prostredia. *Acta Fac. Rerum Nat. Univ. Comen. Formatio et Protectio naturae I., Bratislava, 33 - 43.*

Melioris, L., Hyánková, K. & Mucha, I. 1976: Molekulová difúzia CO_2 v zvodnenej vrstve. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 31, 23 - 28.*

Melioris, L. 1976: Konferencia „Tvorba chemického zloženia podzemných vôd v Moskve". *Hydrogeol. roč., 82.*

Melioris, L. & Tomlain, J. 1977: Náčrt pomerov zrážok, výparu a odtoku južnej časti Štiavnického pohoria a Krupinskej vrchoviny vo vzťahu k podzemným vodám. *Acta Fac. Rerum Nat. Univ. Comen. Formatio et Protectio Nat. II., Bratislava, 1 - 18.*

Melioris, L. 1977: Hydrogeochémia podzemnej vody kryštalických hornín Západných Tatier. *Mineralia slov., 9, 5, 367 - 373.*

Böhm, V. & Melioris, L. 1977: Spomíname na pôsobenie významného sovietskeho hydrogeológa, doktora geologicko-mineralogických vied profesora A. M. Ovčinnikova na Katedre inžinierskej geológie v Bratislave. *Mineralia slov., 11, 90.*

Melioris, L. & Tomlain, J. 1978: Príspevok k riešeniu ochrany zdroja minerálnych vôd v Dudinciach. *Acta Fac. Rerum Nat. Univ. Comen. Formatio et Protectio III., SPN Bratislava, 119 - 130.*

Hyánková, K., Melioris, L., Mucha, I. & Pospíšil, P. 1978: K niektorým problémom ochrany podzemných vôd západnej časti Žitného ostrova v súvislosti s výstavbou sústavy vodných diel na Dunaji. *Acta Fac. Rerum Nat. Univ. Comen. Formatio et Protectio III., SPN Bratislava, 131 - 146.*

Melioris, L. 1978: Hydrogeochémia. I. vydanie, UK Bratislava. *Učeb. text, 173 (II. vydanie 1981).*

Melioris, L. & Tkáčik, P. 1978: RNDr. Anton Porubský, CSc. - šesťdesiatročný. *Mineralia slov., 10, 283 - 284.*

Fidelli, I. F. & Melioris, L. 1978: K probleme ocenki podzemnogo stoka v gorno-skladčatych oblasťjach. *Vest. Mosk. Univ., Ser. Geol., 2, 89 - 99.*

Melioris, L. & Ťavoda, O. 1978: Influence of Underground engineering works on Hydrogeological conditions of the Suburban areas. *SIAMOS. Granada, 207 - 218.*

Pospíšil, P., Vass, D., Melioris, L. & Repka, T. 1978: Neotektonická stavba Žitného ostrova a priľahlého územia Podunajskej nížiny. *Mineralia slov., 10, 5, 443 - 456.*

Melioris, L. & Mucha, I. 1978: Podzemné vody - formy a náplň ich štúdia na Katedre hydrogeológie PFUK v Bratislave. *In: Zbor. Spolupráca vědy, výskumu a školy pri rozvoji národního hospodářství. ČVTS - Brno.*

Melioris, L. 1979: Gidrogeochimičeskije zakonomernosti Zapadnych i Vysokich Tatr Zapadnych Karpat. Problemy teoret. i regionaľnoj gidrogeochimii. *Izd. MGÚ, Moskva, 68 - 74.*

Piteva, K. E. & Melioris, L. 1979: Osobennosti chimičeskogo sostava podzemných vôd Zapadnych i nekotorych rajonov Vostočnych Karpat. Problemy teoret. i regionaľnoj gidrogeochimii. *Izd. MGU., Moskva, 225 - 229.*

Melioris, L. & Mucha, I. 1979: Racionálne metódy v inžiniersko-hydrogeologickom výskume. *In: Zbor. Inžinierskogeologické štúdium horninového prostredia a geodynamických procesov. Veda, vyd. SAV, 315 - 327.*

Melioris, L. 1979: Estimation of Optimum Mineral-Water Utilization in Santovka. *Memoires vol. XV. Methods for Evaluation of Ground-Water Resources. Congress of Vilnius. Moscow, 57 - 61.*

Gazda, S., Hanzel, V., Hyánková, K. & Melioris, L. 1979: Hydrogeochémia kryštalinika, glacigénnych a glacifluviálnych sedimentov Vysokých a Západných Tatier. *Geol. Práce, Spr., 73, 187 - 203.*

Čechovskich, M. M., Melioris, L. & Piteva, K. E. 1979: Predvariteľnyje rezuľtaty experimentaľnogo oprobovanija kristaličeskich porod Zapadnych Tatr v svjazi s formirovanijem sostava podzemnych vod. Probl. teoret. i regionaľnoj gidrogeochimii. *Izd. MGU, Moskva, 95 - 101.*

Böhm, V., Hyánková, K. & Melioris, L. 1979: Novyj vzgljad na ocenku agressivnych svojstv podzemnoj vody. Probl. teoret. i regionaľnoj gidrogeochemii II. *Izd. MGU, Moskva, 224 - 227.*

Böhm, V., Hyánková, K. & Melioris, L. 1980: Síranová a uhličitanová agresivita podzemnych vôd Slovenska. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 34, 119 - 127.*

Melioris, L. 1980: Hydrogeologické pomery Západných Tatier. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 34, 87 - 118.*

Melioris, L., Franko, O., Kullman, E. & Pospíšil, P. 1980: Hydrogeologické a hydrotermálne problémy Západného Slovenska. *In: Mat. XXIII. Celoštátnej geologickej konferencie Slovenskej geologickej spoločnosti. GÚDŠ, Bratislava, 207 - 215.*

Melioris, L. 1980: Hydrogeology and Hydrogeochemistry of the Crystalline massives of the West Carpathians. *In: Mat. XI. kongresu KBGA. Kijev, 97 - 108.*

Pospíšil, P. & Melioris, L. 1981: Poznámky k hydrogeologickému charakteru podložia a výplne Gabčíkovskej prepadliny na Žitnom ostrove. *Acta Fac. Rerum Nat. Univ. Comen., Formatio et Protectio VII., Bratislava, 15 - 25.*

Melioris, L. & Mucha, I. 1981: Trendy rozvoja metód hydrogeologického výskumu. *In: Zbor. IV. Slovenská geologická konferencia. DT ČSVTS Bratislava, 6, 40 - 46.*

Dovina, V. & Melioris, L. 1981: Základná hydrogeologická charakteristika kryštalinika Západných Karpát. *Zbor. IV. Slov. geol. konf. DT ČSVTS Bratislava, 6, 57 - 64.*

Melioris, L., Malatinský, K., Tkáčik, P., Franko, O. & Zakovič, M. 1981: Výsledky a perspektívy hydrogeologického výskumu a prieskumu minerálnych vôd SSR. *In: Zbor. IV. Slov. geol. konf. DT ČSVTS Bratislava, 6, 140 - 155.*

Lamoš, D., Melioris, L. & Porubský, A. 1981: Niektoré problémy využitia a ochrany zdrojov podzemných vôd hlavného mesta SSR Bratislavy. *Život. Prostr., XV., 6, 320 - 324.*

Melioris, L. 1981: Podmienky vzniku minerálnej vody v Santovke. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 36, 109 - 123.*

Melioris, L. 1982: Ing. E. Kullman - päťdesiatročný. *Hydrogeol. roč. 1981 - 1982, Praha, 293 - 295.*

Melioris, L. & Vass, D. 1982: Hydrogeologické a geologické pomery levickej žriedelnej línie. *Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol., 4, 7 - 56.*

Matula, M. & Melioris, L. 1982: Úvod do inžinierskej geológie a hydrogeológie. UK Bratislava. I. vydanie. *Učeb. text, 89 - 167 (II. vydanie r. 1989).*

Babčan, J., Hovorka, D., Melioris, L., Streško, V. & Ševc, J. 1983: The study of selected systems „Rock-Water" at lov temperatures (4 - 5 °C). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 1, 87 - 101.*

Melioris, L. & Hyánková, K. 1983: Úlohy a ciele základného hydrogeologického výskumu v ochrane podzemných vôd na Katedre hydrogeológie PF UK. *In: Zbor. ref. z odborného seminára „Geológia a ochrana životného prostredia". Bratislava, 6.*

Hyánková, K., Melioris, L. & Piteva, K. E. 1983: Úlohy a výsledky hydrogeochemického výskumu za účelom ochrany podzemných vôd bratislavskej oblasti. *Acta Fac. Rerum Nat. Univ. Comen. Formatio et Protectio VIII. SPN Bratislava, 11 - 23.*

Melioris, L. 1984: Hydrogeologické procesy, ochrana a využívanie podzemných vôd v r. 1982 - 1983. *Hydrogeol. roč. 82 - 83. Žilina, 30 - 40.*

Melioris, L. 1983: Univerzita Komenského vychováva pre rozvojové krajiny odborníkov na využívanie podzemných vôd. *Bull. Vysoké školy v ČSSR. Praha ČVUT SPN, 2, 12 - 13.*

Melioris, L. 1984: Minerálne vody Vysokých Tatier a Západných Tatier. Puklinové a puklinovo-krasové vody a problémy ich ochrany. *Zbor. ref. z VIII. Celoštátnej hydrogeol. konferencie. Konf. Symp. Sem., GÚDŠ Bratislava, 241 - 251.*

Kolektív autorov, 1984: Zpráva o 27. Medzinárodním geologickém kongresu v Moskvě. *ČGÚ, SGÚ. Praha, 93.*

Melioris, L. 1984: Súčasný stav a perspektívy rozvoja učebno-vedecko-výrobných združení na Univerzite Komenského. *Dom techniky ČSVTS, Bratislava, 2, Tvorba a fungovanie vedeckovýrobných komplexov, Bratislava.*

Melioris, L. 1985: Kam upriamiť tvorivé sily. *Naša Univerzita. Bratislava, XXXII, 1.*

Melioris, L. & Kraus, I. 1985: New Aspect on Chemical Composition of Groundwater in Relation to Weathering Processes: The Cristalline Complex of the Western Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 7 - 29.*

Melioris, L., Mucha, I. & Pospíšil, P. 1986: Podzemná voda - metódy výskumu a prieskumu. *Alfa - SNTL Bratislava, 429.*

Melioris, L. & Mucha, I. 1987: Integrovaný výskum podzemných vôd. *Acta Fac. Rerum Natur. Univ. Comen. Človek a príroda. SPN, Bratislava, 77 - 82.*

Melioris, L. 1987: Wody mineralne w rejonie Tatr Wysokich. *Przegl. geol. XXXV., 8 - 9, 446 - 451.*

Melioris, L. 1989: Conditions of the Rise and Hydrogeochemical Stability of Mineral Waters of the Levice Mineral Water Springs Line in the West Carpathians. *Abstracts, 3, 28th IGC Washington, D. C.*

Melioris, L., Mucha, I. & Böhm, V. 1990: Results and Tasks of the Department of Groundwaters. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 45, 187 - 191.*

Melioris, L., Mucha, I. & Némethy, P. 1990: Optimum Utilization of Ground Water. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 45, 193 - 200.*

Melioris, L. & Hanzel, V. 1990: Povrchové a pripovrchové procesy. *In: Zbor. Poznatky čs. účastníkov 28. MGK. ČGÚ Praha, 100 - 103.*

Melioris, L. & Hanzel, V. 1990: Výchova a príprava odborníkov v geológii. *In: Zbor. Poznatky čs. účastníkov 28. MGK. ČGÚ Praha, 140 - 143.*

Kolektív autorov, 1990: Prínosy slovenskej hydrogeológie pre národné hospodárstvo a jej zámery do roku 2000. V. Celoslovenská geologická konferencia. *Abstr. ref., SGÚ Bratislava, 116 - 120.*

Balco, J., Jetel, J. & Melioris, L. 1990: Aktuálne problémy využiteľnosti zdrojov podzemných vôd. *In: V. Celoslovenská geologická konferencia. Abstr. ref., SGÚ Bratislava, 123 - 128.*

Melioris, L. & Krahulec, P. 1990: Minerálne vody, ich využívanie a ďalšie zámery. *In: V. Celoslovenská geologická konferencia. Abstr. ref., SGÚ Bratislava, 156 - 158.*

Melioris, L. 1991: História využívania minerálnych a termálnych vôd levickej žriedelnej línie. *Balneohistória Slovaca, XXX., Vyd. Veda, Bratislava, 66 - 76.*

Melioris, L. 1991: Hydrogeologické procesy, optimalizácia a využívanie všetkých druhov podzemných vôd. *Zbor. Hydrogeológia výskumu a prax. Bratislava, 3 - 19.*

Melioris, L., Fľaková, R. & Trnovec, A. 1991: Problémy stability chemického zloženia prírodných liečivých zdrojov na Slovensku. *Zbor. Hydrogeológia výskumu a prax. Bratislava, 91 - 103.*

Böhm, V. & Melioris, L. 1991: Účelové hydrogeologické mapy - ich vzťah k hydrogeologickým mapám 1:50 000. *In: Zbor. prednášok zo sem. Regionálne hydrogeologické mapy v M 1:50 000. Tatranská Štrba, 25 - 30.*

Melioris, L. 1991: Doc. RNDr. Vavrinec Böhm, CSc. - šesťdesiatročný. *In: Zbor. prednášok zo sem. Regionálne hydrogeologické mapy v M 1:50 000. Tatranská Štrba, 91 - 92.*

Melioris, L. 1992: Možnosti využitia hydrologických metód pre ocenenie zásob podzemných vôd. *In: Zbor. VŠB Ostrava Seminár o zásobách podzemních vod. 37 - 45.*

Melioris, L. 1992: Príspevok k poznaniu hydrogeologických pomerov „levickej žriedelnej línie". *Zbor. V. balneohistorickej konferencie. Dudince, 3 - 18.*

Melioris, L. & Trnovec, A. 1992: Chemické zloženie minerálnych vôd v Santovke. *Zbor. V. balneohistorickej konferencie. Dudince, 38 - 48.*

Krahulec, P., Melioris, L. & Trnovec, A. 1992: Súčasný stav zdrojov minerálnych a termálnych vôd Slovenskej republiky. *Geol. Průzk., 34, 9, 261 - 262.*

Melioris, L. 1992: Ing. E. Kullman, DrSc. - šesťdesiatročný. *Geol. Práce, Spr., 96.*

Bujalka, P., Hanzel, V. & Melioris, L. 1992: Regionálny hydrogeologický výskum a prieskum vo vzťahu k ekologickým problémom. *In: Zbor. zo sympózia Využívanie podzemných vôd vo vzťahu k ekológii. Rajecké Teplice, 53 - 64.*

Hyánková, K. & Melioris, L. 1992: Vybrané kapitoly z hydrogeochémie. *(Učeb. text). UK Bratislava.*

Hyánková, K. & Melioris, L. 1992: Chemické zloženie minerálnych vôd v Dudinciach a jeho zvláštnosti. *Balneohistória Slovaca, XXXI., Alfa Bratislava, 33 - 43.*

Hyánková, K. & Melioris, L. 1993: The unusual chemism of Minerals Waters at Dudince. *Geol. Carpath., 44, 2, 123 - 131.*

Melioris, L. & Krahulec, P. 1993: Súčasný stav využívania a ochrany minerálnych vôd na Slovensku. *In: Zbor. ved. prác konf. Vodné zdroje a ich ochrana, 57 - 70.*

Melioris, L. & Trnovec, A. 1993: Informačný systém o minerálnych vodách Slovenska. *Zbor. ved. prác Vodné zdroje a ich ochrana, 279 - 284.*

Gajdoš, V. & Melioris, L. 1993: Príspevok k poznaniu výverových oblastí vybraných lokalít minerálnych vôd Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr. 98, 133 - 140.*

Melioris, L. 1994: Interpretation de Curvas de Recesion y de Agotamiento, aplicacion a los Carpatos Occidentales. *Rev. Hidrogeológia. Granada, 10, 1 - 12.*

Melioris, L., Fľaková, R. & Trnovec, A. 1994: K niektorým problémom stability chemického zloženia prírodných liečivých zdrojov na Slovensku. *In: Zbor. sem. s medzinárod. účasťou Racionálne využívanie vodných zdrojov Slovenska, 101 - 109.*

Melioris, L. 1994: Určenie hydrogeologických parametrov v skalných horninových masívoch. *In: Zbor. ref. Výsledky, problémy a perspektívy inž. geol. v Slovenskej republike. Bratislava, 25 - 30.*

Melioris, L. & Trnovec, A. 1994: Prítomnosť a perspektívy využívania minerálnych vôd východného Slovenska. *In: Ved. zbor. medzinár. symp. Minerálne vody východného Slovenska. Lipovce, 1 - 14.*

Marcin, D. & Melioris, L. 1994: Nový pohľad na hydrogeologickú štruktúru minerálnych vôd v Bardejovských kúpeľoch. *In: Ved. zbor. z medzinár. symp. Minerálne vody východného Slovenska. Lipovce, 49 - 60.*

O demokracii vo vede

Pravdepodobne najproblémovejšou aplikáciou základných demokratických princípov vo vede je právo vedca ako indivídua demokraticky, t. j. slobodne vyjadriť vlastný názor, postoj, zistenie, predstavu a pod. Všeobecne sa totiž akceptuje, že iba variabilita náhľadov v histórii ľudstva zaručovala a zaručuje posun poznania na ustavične vyššiu úroveň, do nových kvalít. Pre históriu je teda charakteristické nie opakovanie názorov, lež ich konfrontácia, kritika, testovanie, popieranie, vyvracanie na základe nových zistení a faktov. Ale súčasťou takéhoto neodňateľného práva jednotlivého vedca je však aj jeho uvedomená povinnosť rešpektovať dohodnuté pravidlá vedeckého bádania, postupy, klasifikácie, ale aj, ba najmä etické normy atď. Tie totiž spravidla formulujú osobnosti svetovej vedy, resp. skupiny jednotlivcov s medzinárodnou prestížou.

V zmysle uvedeného sa demokracia vo vede (ako vo výsledku každej ľudskej činnosti) uplatňuje len v obmedzenom rozsahu. Možno to vyjadriť aj takto: demokracia mi umožňuje mať vlastný názor, vyjadriť alebo obhajovať ho, ale zároveň sa musím podriadiť všeobecne prijatým zásadám tvorby terminológie a súčasne aj zásadám autorskej etiky, vedeckej objektivity, ako aj všeobecne platným spoločenským normám.

V geologických vedách sa v ostatných desaťročiach stále častejšie objavujú aj anorganickí a organickí chemici, chemickí technológovia, ale aj fyzikálni chemici, komputeroví profesionáli (i amatéri), stavební aj banskí inžinieri, fyzici a iní. Je to celosvetový trend, ktorý nesporne obohacuje a zároveň technizuje geologické vedy, lenže má aj niektoré výrazne negatívne stránky. Jedna z nich patrí do oblasti geologickej terminológie a nomenklatúry. Spočíva v tom, že sa časť takýchto autorov usiluje do geologických disciplín implantovať - a to vo výraznej väčšine prípadov s dobrým úmyslom - terminológiu či nomenklatúru negeologických vedných disciplín. Tak vznikajú ťažko riešiteľné problémy: geologická komunita takéto termíny alebo spojenia nepozná, spravidla im nerozumie, resp. ich neschválili alebo neodporučili používať kompetentné orgány (prevažne terminologické komisie IUGS). Platí to v medzinárodnom, ale v posledných rokoch jednoznačne aj v našom jazykovom teritóriu. Pokúsime sa aspoň naznačiť východisko z danej situácie.

Najschodnejšou cestou by bolo požiadať našich autorov, aby sa neusilovali termín z nejakého zahraničného časopisu hneď prevziať a použiť vo svojej práci, resp. ho „poslovenčiť" a takto snobsky presviedčať domácu vedeckú komunitu o vlastnej svetovosti. V tejto súvislosti pokladám za nevyhnutné dôrazne apelovať aj na redakcie našich odborných periodík, aby takéto termíny bez komentára nezverejňovali. A napokon treba vyjadriť aj naliehavý apel na medzinárodné terminologické komisie, aby k termínom uvedeného typu zaujímali stanoviská. A tie by, prirodzene, nemuseli byť vždy negatívne.

Napísať túto poznámku ma inšpirovali práce zverejnené v časopise Mineralia slovaca (26, 1994, č. 4), v ktorých sú mne (a predpokladám, že aj iným) neznáme termíny alebo nepochopiteľné postuláty. Sú ich desiatky, no na ilustráciu uvádzam aspoň termín semipelit, ale mohol by som spomenúť aj mnohé ďalšie. Natíska sa otázka, či aj po vytlačení týchto prác anonymný recenzent súhlasí s autorovým tvrdením, že kalcit, epidotové minerály a chlorit sú súčasťou (subsolidovej) minerálnej asociácie granitu (vo veľkosti 10 cm), a to napriek tomu, že podľa samého autora tvoria výplň žiliek. Ale tu už končím, lebo nechcem písať recenziu ani otvárať diskusiu.

Dušan Hovorka

Synonymá a vedecko-náučný text

Spisovná slovenčina podobne ako ktorýkoľvek iný prirodzený jazyk má vo svojej lexike aj synonymá, ktoré vytvárajú dvojčlenné, ale často aj mnohočlenné a zložito rozvetvené synonymické rady.

Po synonymách siaha autor prejavu najmä v úsilí vyjadriť sa čo najpestrejšie. Ide o to, aby sa rovnaké slovo alebo aj s ním formálne súvisiaci zložitejší výraz neopakovali v písanom texte na príliš malej ploche a v hovorenom po veľmi krátkom čase. Ďalším dôvodom je presnosť vyjadrovania. Autor si vyberá synonymá na výstižnejšie sformulovanie myšlienok, na vyjadrenie aj veľmi jemných významových odtienkov. A napokon môže synonymá zužitkovať na vyjadrenie vzťahu k tomu, čo pomenúva. Na to slúžia tzv. expresívne, napr. citové synonymá.

Opísané situácie sme nechali bez ilustrácie zámerne. V tejto poznámke - a to podčiarkujeme - máme na zreteli iba vedecko-náučné texty, vedecko-náučný štýl, v akom by sa mali tvoriť monografie, vedecké štúdie, dizertácie a pod. Nevšímame si ani didakticky zamerané odborné texty (napr. vysokoškolské učebnice, skriptá a pod.), ani populárno-náučné texty, lebo majú niektoré špecifické znaky a so synonymami sa v nich narába trocha odlišne.

Aj jazykovo neškolený autor cíti, že tzv. expresívne synonymá do vedecko-náučného textu, pre ktorý je príznačná nocionálnosť, racionálnosť, intelektuálnosť, nepatria, ba že v ňom nemajú čo hľadať ani ďalšie prostriedky s podobným zafarbením.

Bokom možno nechať aj synonymá slúžiace na spresnenie významu, lebo charakteristickou a najnápadnejšou črtou vedecko-náučného štýlu je používanie odborných termínov, ktorých význam - ako je známe z literatúry o terminológii - nezávisí od kontextu alebo situácie, ale je daný definíciou a miestom termínu v príslušnej terminológii.

Príčinou nedostatkov, ktoré sme si v súvislosti so synonymami povšimli, je nenáležité podliehanie tendencii po pestrosti výrazu. Tá sa totiž odborných termínov netýka. Treba si dobre zapamätať, že opakovanie termínu vo vedecko-náučnom texte nie je štylistická chyba. Neprípustné je naopak striedanie synonymných termínov.

Táto všeobecná zásada platí pri odborných termínoch z akejkoľvek terminológie. Preto sa napr. spomedzi spisovných synoným **rajčiak - rajčina - paradajka** do vedecko-náučného textu ako odborný termín vyberá iba **rajčiak**, kým v neterminologickej oblasti fungujú ako synonymá všetky tri spomenuté slová.

Mimoriadne nápadné a vonkoncom neprípustné je vo funkcii odborného termínu používať synonymá v tej istej monografii, vedeckej štúdii, vo výskumnej správe a pod.

Medzi príkladmi, ktoré sme získali z rukopisov určených na publikovanie v periodiku zverejňujúcom príspevky z geologických vied vo vedecko-náučnom štýle, ale aj z publikovaných prác tohto druhu, je najokatejším porušením spomenutej zásady striedanie termínu **ropa a nafta**. Nepochybujeme o tom, že odborníci z príslušnej oblasti - a nie iba oni - dobre vedia, že ide o termíny s celkom odlišným významom, a preto striedať ich a označovať nimi to isté si môže dovoliť laik, ba i odborník, ale iba pri bežnom, neterminologickom vyjadrovaní. Takéto zamieňanie sa opiera o tradíciu, ktorá sa uchováva - a to sa dá pochopiť - napr. aj v názve podniku Nafta.

Časté je striedanie termínov **mocnosť - hrúbka**, napr. **mocnosť vrstvy - hrúbka vrstvy, mocnosť sloja - hrúbka sloja, mocnosť žily - hrúbka žily** a pod. Pri pokusoch o odstránenie tejto neželateľnej synonymie zástancovia termínu **mocnosť** argumentujú, že ak sa nahrádza termínom **hrúbka**, ignoruje sa odborná terminológia, ktorá je naozaj doménou príslušných odborníkov, kým tí, čo preferujú termín **hrúbka**, pokladajú termín **mocnosť** za podozrivý z jazykového hľadiska. Rozhodnúť, čo je v takýchto spojeniach správne, treba, lebo odborným termínom na pomenovanie toho istého významu nemôže byť jedna i druhá forma. Z rovnakých dôvodov sa nedá ospravedlniť používanie - opäť zrejme na spestrenie výrazu - ani ďalších synoným v úlohe odborných termínov, hoci sú z hľadiska spisovnosti korektné. Týka sa to napr. synoným, ako je **pyrit - kýz, baryt - ťažovec, granit - žula, flourit - kazivec, fluviálny - riečny, lakustrický - jazerný, marinný - morský, porfýrický - výrastlicový** a i. Tak isto by sa ako súčasť termínov nemali objavovať inak spisovné varianty slov, ako je **vrstvový - vrstevný** (napr. **vrstvový sled - vrstevný sled** a pod.), ale terminológovia sa musia rozhodnúť pre jeden z nich (podoba **vrstvový** je vhodnejšia).

Hrubým porušením štylistickej normy je aj striedanie rozličnej formy vlastných mien, napr. geografických názvov. Časté je striedanie dvojíc typu **Slanské vrchy - *Slanské pohorie*, Gutinské vrchy - *Gutinské pohorie*, Štiavnické jazero - *Štiavnický rybník*** a pod., hoci geografická terminológia (nomenklatúra) pripúšťa iba prvú z uvedených podôb.

Na druhej strane sa aj vo vedecko-náučných textoch patrí kde-tu siahnuť po synonymách, lenže iba pri bežných, neterminologických slovách (napr. **pokladať - považovať..., rôzny - rozličný - rozmanitý - pestrý..., vyplývať - vychodiť - rezultovať..., určitý - istý - nejaký - niektorý..., zistiť - nájsť - objaviť - identifikovať...**, iba - **len** a pod.). A práve pri takýchto prostriedkoch sa synonymia - podľa našich pozorovaní - nevyužíva takmer vôbec.

Zhŕňame: Vo vedecko-náučných textoch je povinnosť používať odborné termíny iba v takej podobe, ako stanovuje príslušná terminológia. Opakovanie odborného termínu vždy v rovnakej forme nie je štylistická chyba.

Pavol Kušnír

Inštrukcie pre autorov

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. **Text článku, ak máte možnosť, pošlite na floppy diskete 3,5″**, formát PC, Apple Macintosh, Atari ST, Amiga, napísaný v norme Kamenických alebo Latin2 (textové procesory: T602, MS Word, CED, Mac Write a.i.)
3. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
4. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom resumé je v slovenčine).
5. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko.

Text

1. Úpravu textu včítane zoznamu literatúry prispôsobte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovač 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 - hierarchicky najvyšší, 2 - nižší, 3 - najnižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr. (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou ... podľa Dubčáka (1987) Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obťahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podškrtne vlnovkou.
13. K článku je treba pripojiť kľúčové slová.
14. Abstrakt, resumé, vysvetlivky k obrázkom a názvy tabuliek predloží autor redakcii aj v angličtine.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 420 x 300 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 x 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (obvykle o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formu, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby po zmenšení najmenšie písmená boli 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar.
4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr.: fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier.
7. Fotografie musia byť ostré, čierno-biele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípkou doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píšu strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a doplňovať.
13. Farebné ilustrácie sú vítané ale náklady na ich tlač hradí autor.

Tabuľky

1. Tabuľky sa píšu na osobitný list. Rozsah a vnútornú úpravu tabuliek zvoľte tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoraďujte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise).
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa uvádza v abecednom poriadku iba v danom článku citovaná literatúra. Citácia označená "v tlači" sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom "v príprave", "zadané do tlače" sú neplnohodnotné a nemajú sa užívať ani v texte. Citácia "osobná informácia" sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Užívať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:
   Kniha
   Gazda, L. a Čech, M. 1988: Paleozoikum medzevského prikrovu. Alfa Bratislava, 155 s.
   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. a Srnka, T. 1985: Žilné ložiská jedľoveckého prikrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves, 28 s.
3. Pri článku viacerých 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 názor, 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.