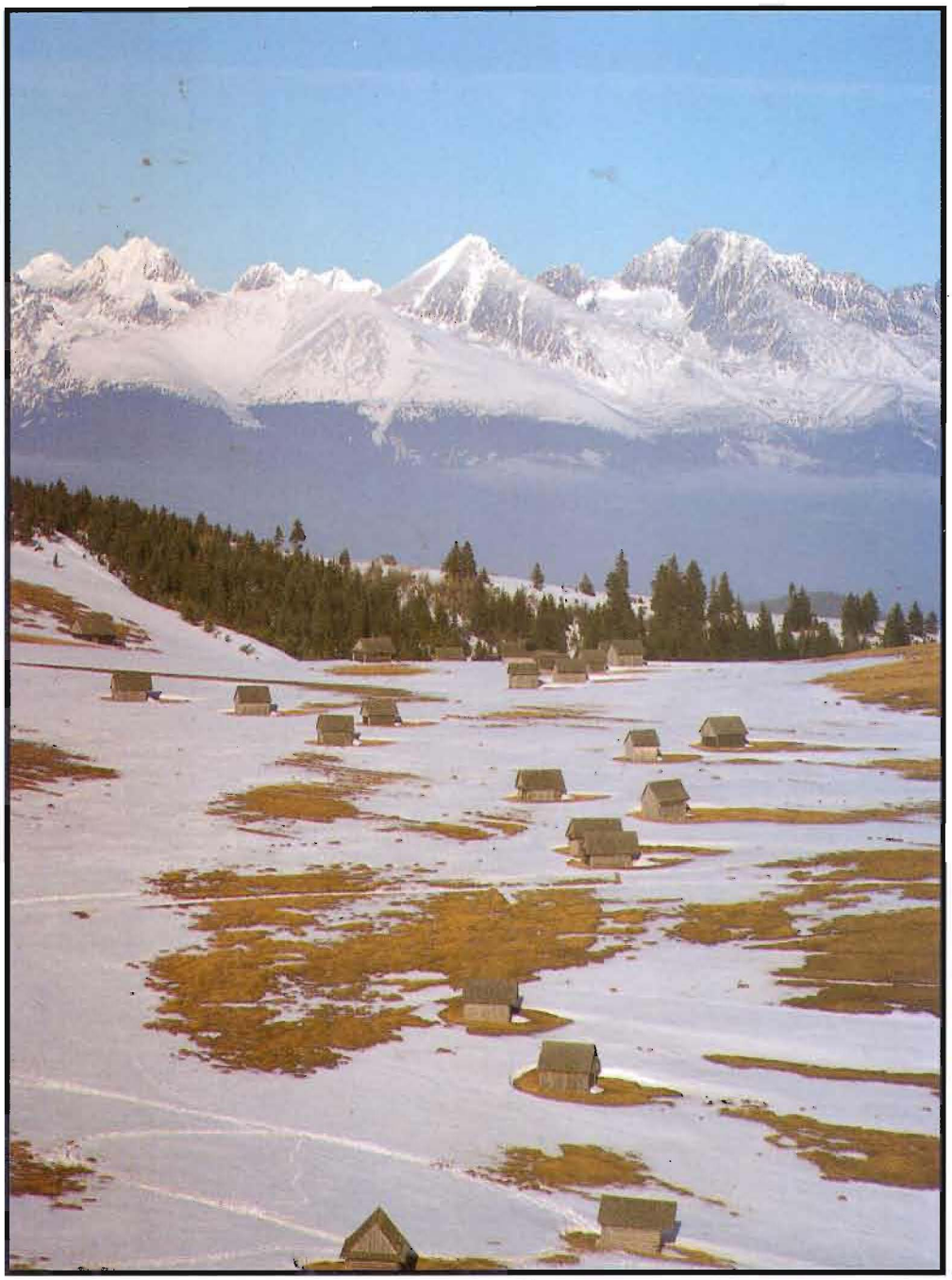
1/25/1993
ISSN 0369-2086

Mineralia slovaca





Mineralia slovaca

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií

Journal of the Slovak Geological Society and Slovak geological organizations

Vydáva Združenie Mineralia slovaca
Published by Mineralia slovaca corporation

Predseda Združenia - Chairman
JÚLIUS MALJKOVIČ

Geocomplex, a.s., Bratislava
Geofond, Bratislava
Geokonzult, a. s., Košice
Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves
Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
IGHP, a.s., Žilina
Ingeo, a.s., Žilina
Nafta, a.s., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, š. p., Bratislava
Železorudné bane, š. p., Spišská Nová Ves
Uránpres, š. p., Spišská Nová Ves

Vedúci redaktor - Chief editor

PAVOL GRECULA
Geocomplex, a. s.
Werferova ul. 1, 040 11 Košice

REDAKČNÁ RADA - EDITORIAL BOARD

Ján Bartalský, Spišská Nová Ves
Rudolf Ďuda, Východoslovenské múzeum, Košice
Karol Együd, Geologický prieskum, Spišská Nová Ves
Miroslav Harman, Bratislava
Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Mikuláš Ingr, Ingeo, Žilina
Marián Jančura, Železorudné bane, Spišská Nová Ves
Jozef Karch, Slovenské magnezitové závody, Košice
Vlastimil Konečný, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
Eduard Köhler, Geologický ústav SAV, Bratislava
Ivan Kraus, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ladislav Melioris, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Alfonz Mihalič, Košice
Milan Mišík, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ľudovít Kucharič, Geocomplex, Bratislava
Ivan Pagáč, Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, Bratislava
Dominik Polakovič, Geofond, Bratislava
Miroslav Račický, Ministerstvo životného prostredia, Bratislava
Rudolf Rudinec, Nafta, Michalovce
Ondrej Samuel, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Miroslav Slavkay, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Pavol Tkáčik, Žilina
Imrich Varga, Geologický prieskum, Košice
Dionýz Vass, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

Redakcia - Editorial staff
Mária Greculová
Mária Dryjová
Miloslav Antal

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne vo vydavateľstve Alfa. Vydavateľ: Geocomplex, a. s., Bratislava a Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves. Sadzba v redakcii Mineralia slovaca systémom DTP Apple Macintosh.
Tlač Polygraph servis Bratislava.
Predplatné pre rok 1993: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 78,- Sk, študenti 40,- Sk, nečlenovia spoločnosti a organizácie 228,- Sk. Cena jednotlivého čísla je 38,- Sk.
Časopis možno objednať v redakcii.

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geocomplex, a.s.,Bratislava and Geologický prieskum, state enterprise, Spišská Nová Ves in the Publishing House Alfa Bratislava. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office Mineralia slovaca.
Subscription for 1993 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis.
Subscriptions can be sent to Mineralia slovaca, P. O. Box 113, 040 11 Košice, Slovakia.
Advertising: Contact managing editor.
Address of the Editorial office: Mineralia slovaca, P. O. Box 113, 040 11 Košice, Slovakia; Phone 095/437 846.

© Alfa Bratislava

OBÁLKA: Vysoké Tatry - dominantné horstvo Slovenska. V karpatskom oblúku je to najsevernejšie vysunutý segment variských granitoidov a kryštalických bridlíc s obalom permských a mezozoických hornín. Oblúk sa sformoval horizontálnymi posunmi blokov pozdĺž veľkých strižných zón smeru SV - JZ a JV - SZ v neoalpínskom období. Predpolie horstva tvorí výplň paleogénnych vnútrohorských depresií. Foto D. Slivka.

COVER: Vysoké Tatry - High Tatra Mts - the dominant mountains of Slovakia and Western Carpathians mountain range. High Tatra Mts. (the crystalline core consists from Variscan granitoids, gneisses, migmatites, rarely amphibolites with the Permian and Mesozoic rock envelop) is the most northerly segment of the Carpathian arc, which has been formed by strike-slip movements along shear zones (NW - SE and NE - SW) during the Neoalpine tectonic events. The foreland of the High Tatra Mts. is built by Paleogene flysh rocks as a filling of the intramountain depressions. Photo D. Slivka.

Obsah - Contents

Mineralia slovaca 25 (1993) ■ 1

D. Hovorka & Š. Méres
Leptynitovo-amfibolitový komplex Západných Karpát: vystupovanie a litologická náplň
Leptyno-amphibolite complex of the Western Carpathians occurrences and lithology 1

D. Plašienka & F. Marko
Geologická stavba strednej časti Považského Inovca
Geological structure of the middle part of the Považský Inovec Mts. (Western Carpathians) 11

I. Broska & I. Petrík
Tonalit typu Sihla sensu lato: variský plagioklasovo-biotitický magmatit I-typu v Západných Karpatoch
Tonalite of the Sihla type s.l.: a Variscan plagioclase-biotite I-type magmatite in the Western Carpathians 23

P. Ivan & M. Sýkora
Nález hornín s glaukofánom v zlepencoch kriedy krížňanského príkrovu od Jasenova (východné Slovensko)
Finding of glaucophane-bearing rocks in Cretaceous conglomerates from Jasenov (Krížna nappe, Eastern Slovakia) 29

Ľ. Rojkovičová & J. Štohl
Mineralogická, zonálna a veková charakteristika Pb-Zn-Cu mineralizácie vo vrte B-1 (Horná Roveň, Štiavnické vrchy)
Mineralogy, zonality and age of lead-zinc-copper ore in the B-1 drilling (Horná Roveň village, Central Slovakia) 35

M. Háber, S. Jeleň & M. Jeleň
Amalgám striebra z Nižnej Slanej a Novoveskej Huty (Spišsko-gemerské rudohorie)
Silver amalgam from the Nižná Slaná and Novoveská Huta mines (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.) 45

P. Andráš, M. Ragan, F. E. Wagner, J. Friedl & M. Hrnčárová
Väzba "neviditeľného" zlata v arzenopyrite antimónového ložiska Pezinok-Kolársky vrch
The state of "invisible" gold in arsenopyrite the Pezinok-Kolársky vrch antimony deposit, Malé Karpaty, Mts 51

M. Novotná, I. Kraus & I. Horváth
Prejavy usporiadanosti a neusporiadanosti kaolinitu na vybraných výskytoch kaolínu a kaolinitového ílu Západných Karpát
Manifestation of ordered and disordered of kaolinite from the selected occurrences of kaolinite and kaolinite clay in the Western Carpathians 55

I. Križáni, D. Troppová & Š. Švehla
Prekoná ultrazvuk technologické bariéry úpravníctva ?
Will the dressing technological barriers be overcome by ultrasound ? 61

P. Holec
***Mammuthus trogontherii* (Pohlig, 1885) (Proboscidea, Mammalia) z dunajského štrku od Gabčíkova**
Mammuthus trogontherii (Pohlig, 1885) (Proboscidea, Mammalia) from the gravels of the Danube river near Gabčíkovo 67

P. Holec
***Archidiskodon meridionalis* (Nesti, 1825) (Proboscidea, Mammalia) od Šale**
Archidiskodon meridionalis (Nesti, 1825) (Proboscidea, Mammalia) near Šaľa (Western Slovakia) 71

B. Adamus, J. Jiránek & Ľ. Olšovský
Launayit - 22 Pbs . 13 Sb_2S_3 - nový minerál na ložisku Sb-rud Dúbrava v Nízkych Tatrách
Launayite - 22 Pbs . 13 Sb_2S_3 - a new mineral in the Dúbrava deposit, Nízke Tatry Mts. 73

J. Gubač & J. Gbelský; J. Kubová
D. Hovorka & Š. Méres
Geochemické vysvetlivky ku geologickým mapám; návrh metodiky vypracovania - diskusia a odpovede autorov
Geochemical explanations to geological maps; proposal for their elaboration - discussion and replies 75

R. Ďuďa
Encyklopedický přehled minerálů (L. H. Bernard, R. Rost et al.) - recenzia
The encyclopedic review of minerals (L. H. Bernard, R. Rost et al.) - book review 59

Aktivita SGS
Activities of the Slovac Geological Society 33; 60

Mineralia slovaca, 25 (1993), 1 - 9

Leptynitovo-amfibolitový komplex Západných Karpát: vystupovanie a litologická náplň

DUŠAN HOVORKA a ŠTEFAN MÉRES

Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 9. 11. 1992)

Leptyno-amphibolite complex of the Western Carpathians: occurrences and lithology

Concentrated attention paid to the problems of pre-metamorphic lithology of the most widespread and genetically important rock-types of the pre-Alpine basement of the Western Carpathians yelded much new results. Their first evaluation allowed authors to characterize four main complexes within the pre-Alpine basement of the Western Carpathians segment of the Tethyan zone (Hovorka et al., 1992; Hovorka et al., in print; Hovorka and Méres, in print): 1. leptyno-amphibolite complex (LACWECA); 2. Early Paleozoic volcanic-sedimentary complex (EPAWECA); 3. pre-Alpine granitoids (PAGWECA); 4. Late Paleozoic complex (LAPWECA).

Leptyno-amphibolite complex (LACWECA) is within the Western Carpathians newly defined complex. For the complex under consideration prononced banded structure, with alteration of light - leptynite (Qtz + Plg), and dark - amphibolite (Hbl + Plg) bands is characteristic. For the LACWECA the presence of the metaperidotite and amphibolized eclogite enclaves is common.

Úvod

Zvýšená pozornosť výskumu predmetamorfnej litológie a metamorfného vývoja najrozšírenejších a geneticky významných (hoci málo rozšírených) horninových typov priniesla rad nových výsledkov. Ich prvé zhrnutie nás viedlo k vyčleneniu štyroch základných komplexov predalpínskeho podkladu Západných Karpát (Hovorka et al., 1992; Hovorka et al., in print):

1) leptynitovo-amfibolitového (LACWECA - Leptyno-Amphibolite Complex of the Western Carpathians)

2) staropaleozoického vulkanicko-sedimentárneho (EPAWECA - Early Paleozoic Complex of the Western Carpathians)

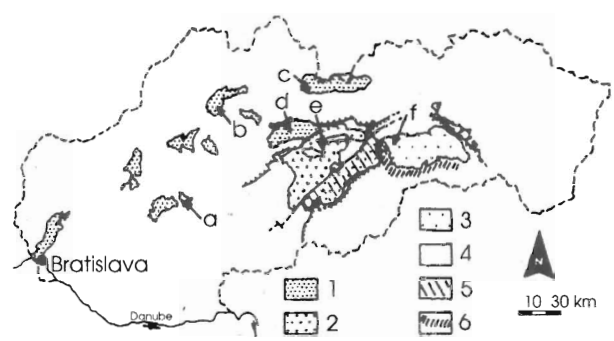
3) predalpínskych granitoidov (PAGWECA - Pre-Alpine Granitoids of the Western Carpathians)

4) mladopaleozoického (LACWECA - Late Paleozoic complex of the Western Carpathians).

Vyčlenenie a definovanie týchto predalpínskych komplexov podkladu Západných Karpát, rekonštrukciu ich látkovej náplne a vývoja v čase a priestore považujeme za vstupné údaje na riešenie geodynamického vývoja západokarpatského úseku Paleotetýdy v predmezozoickom období.

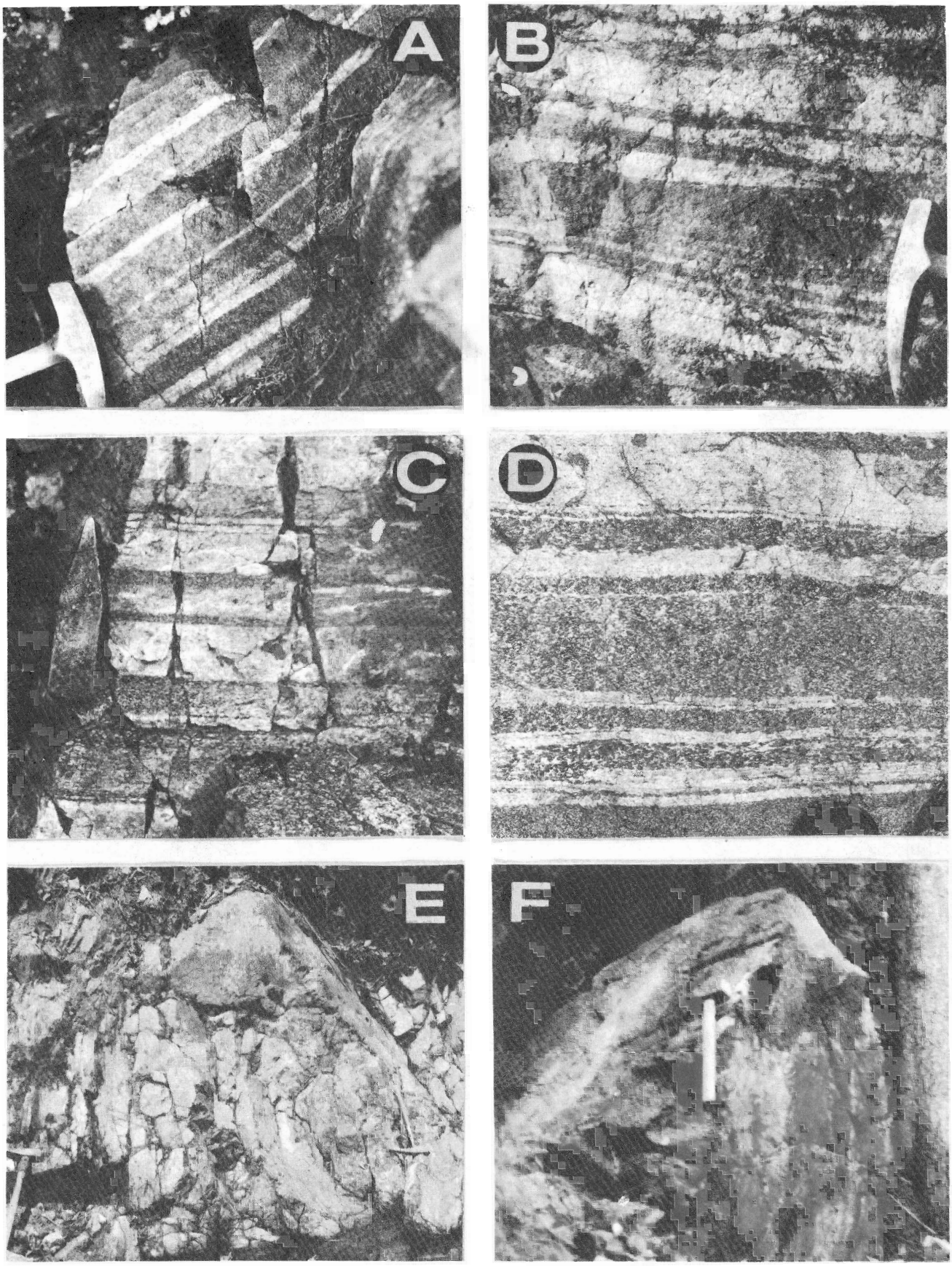
Leptynitovo-amfibolitový komplex Západných Karpát (LACWECA)

Štúdium metamorfitov v rozličných jadrových horstvách centrálnej zóny (tatrikum) a v jednotkách Slovenského rudohoria (veporikum) nás viedlo k vyčleneniu nového komplexu v predkarbónskom substráte Západných Karpát, a to leptynitovo-amfibolitového - LACWECA (Hovorka et al., 1992; Hovorka et al., in print). Tento komplex sa v minulosti chápal ako súčasť tatranskej (Máška a Zoubek, 1960), resp. jarabskej (Kamenický, 1968, in Maheľ a Buday et al., 1968) série. Z Nízkych Tatier bol opísaný ako "páskované amfibolické horniny" (Spišiak a Pitoňák, 1990, 1992).



Obr. 1. Schematická mapa výskytov leptynitovo-amfibolitového komplexu v Západných Karpatoch. 1 - tatrikum, 2 - veporikum, 3 - gemerikum, 4 - mezozoikum, 5 - strednotlaková alpínska metamorfóza, 6 - vysokotlaková alpínska metamorfóza (zistené výskyty LACWECA): a - Tríbeč, b - Malá Fatra, c - Tatry, d - Nízke Tatry, e - Slovenské rudohorie, f - gemerikum - klátovská jednotka.

Fig. 1. Schematic maps of the leptyno-amphibolite complex occurrences the Western Carpathians. 1 - the Tatric unit, 2 - the Veporic unit, 3 - the Gemeric unit, 4 - the Mesozoic complexes in the whole, 5 - middle pressure type of the Alpine metamorphic recrystallization, 6 - high pressure type of the Alpine metamorphic recrystallization (till now known occurrences): a - the Tríbeč Mts., b - the Malá Fatra Mts., c - the Tatry Mts., d - the Nízke Tatry Mts., e - the Slovenské rudohorie Mts., f - the Gemeric unit: the Klátov nappe.


A
B
C
D
E
F

Látková náplň LACWECA

Horninovú náplň komplexu tvoria: a) amfibolity, b) leptynity, c) enklávy - metaperidotity, amfibolitizované eklogity.

V LACWECA kvantitatívne prevládajú horniny s výrazne pásikovanou stavbou (tab. I/A-D). Ich základným textúrnym prvkom je mnohonásobné striedanie nerovnako mocných svetlých a tmavých pásikov (tab. II/A). V extrémne svetlých typoch pásikov výrazne prevláda plagioklas (tab. II/B) a v krajných typoch tmavých pásikov prevláda amfibol (tab. III/A, D). Časté sú aj prechodné typy s rozličným kvantitatívnym zastúpením plagioklasu, amfibolu a iných minerálov (tab. II/C). Pásiky majú mm až dekametrovú mocnosť. Ich smerné pokračovanie je sledovateľné stovky až tisíce metrov. Pre obidva základné horninové litotypy LACWECA je charakteristický jemnozrnný vývoj a ostré hranice. V dôsledku prevahy amfibolov v tmavých polohách je ich bridličnatosť výraznejšia ako usmernenie svetlých polôh (tab. III/A, B).

Amfibolity

Základným horninotvorným minerálom amfibolitov LACWECA je amfibol. V extrémne tmavých typoch pásikov dosahuje viac ako 90 % objemu. Typický je hnedozeleným až modrozeleným pleochroizmom. Po amfibole je druhým kvantitatívne najrozšírenejším minerálom amfibolitov plagioklas. Jeho zastúpenie je rôzne, od niekoľkých percent až po cca 50 % objemu v prechodných typoch pásikov medzi svetlými a tmavými. Okrem dvoch základných minerálov býva v amfibolitoch LACWECA granát, rutil, klinozoisit, ilmenit, titanit, biotit, chlorit a chloritoid. Spravidla sú prítomné v akcesorickom množstve. Výnimku v niektorých prípadoch tvorí granát, ktorý môže byť v množstve podstatne zastúpeného minerálu (tab. II/D), ďalej biotit, najmä v silno migmatitizovaných typoch, a chlorit, najmä v silne fylonitizovaných typoch.

Leptynity

Základným horninotvorným minerálom leptynitov je plagioklas, ktorý v extrémne svetlých pásikoch dosahuje až 90 % objemu horniny. Druhým najrozšírenejším horninotvorným minerálom je amfibol s charakteristikou ako v prípade amfibolitových pásikov. V extrémne svetlých typoch býva zastúpený iba v akcesorickom množstve. Ďalším horninotvorným minerálom je kremeň, ktorého zastúpenie varíruje; vzrastá spravidla v následne najintenzívnejšie premenených typoch svetlých pásikov (migmatitizácia, fylonitizácia a pod.). Vo vedľajšom a akcesorickom zastúpení je granát, K-živec, rutil, ilmenit, titanit, klinozoisit, biotit a chlorit. Obidve základné súčasti LACWECA - amfibolity a leptynity - sú syngenetické.

Enklávy

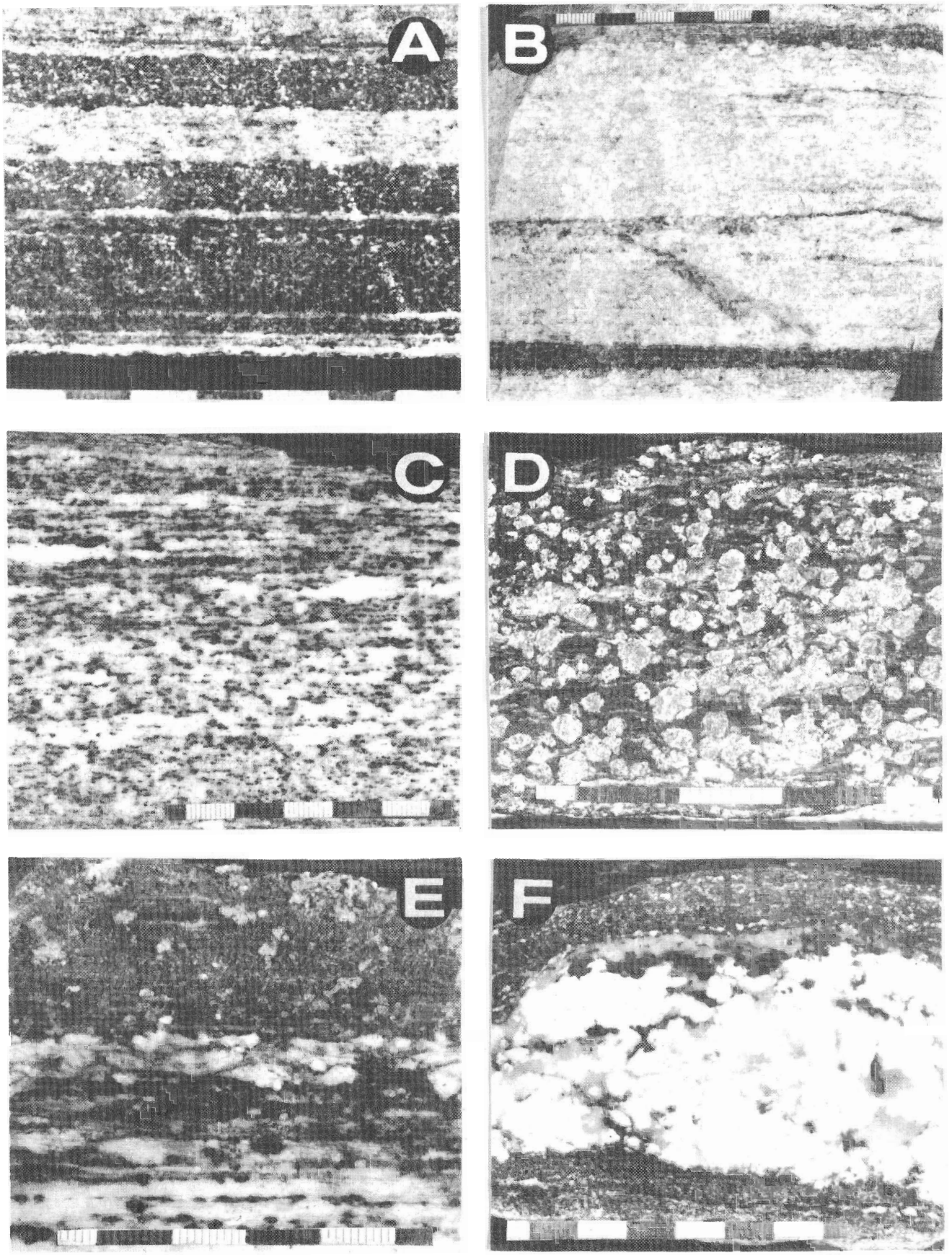
Druhou geneticky významnou horninovou skupinou LACWECA sú enklávy, ktoré tvoria horniny spodnokôrovo-vrchnoplášťovej proveniencie: metaperidotity (serpentinity, tab. III/C) a amfibolitizované eklogity (tab. I/E, F). Enklávy metaperidotitov sú reprezentované najmä antigoritickými serpentinitmi, ale aj rozličnými tremolitovo-chloritovo-mastencovo-antigoritickými horninami (Hovorka et al., 1985; Spišiak et al., 1988). Na rozdiel od serpentinitov meliatika telesá v tejto pozícii majú geochemický obraz telies gabrovo-peridotitovej formácie či telies generovaných v spodnej časti kontinentálnej kôry (Hovorka, 1977). Dôsledkom tektoniky a plasticity serpentinizovaných typov ultrabázických enkláv je, že sú často "vyvalcované". V extrémnych prípadoch je výsledným produktom rôzne mocný pásik produktov alterácie ultrabázických hornín konformný s pásikovanosťou celého komplexu. Enklávy amfibolitizovaných eklogitov majú výrazne zonálnu stavbu. Stred enkláv spravidla tvoria Rtl+Gar+Cpx metabazity. V okrajových častiach šošoviek pribúda minerálov typických pre minerálne asociácie okolitých metamorfitov a masívnu stavbu, typickú pre stred enkláv, nahrádza bridličnatá stavba (Hovorka a Méres, 1991; Hovorka et al., 1992).

Terminologické aspekty

Podobne ako prakticky pri všetkých typoch metamorfitov aj v problematike leptynitovo-amfibolitového komplexu otázky terminológie a obsahu pojmov sú stálou a doteraz jednoznačne nedoriešenou úlohou. Autori zaoberajúci sa variscidami západnej Európy týmto termínom pomenúvajú metamorfované produkty bimodálneho (ryolitovo-bazaltového) vulkanizmu (Pin a Lancelot, 1982; Giraud et al., 1984). Uvedené sekvencie prekonali metamorfnorekryštalizačné procesy v podmienkach granulitovej fácie. Naproti tomu autori z iných obastí za protolit leptynitovo-amfibolitových komplexov považujú aj sedimentárne, resp. magmatické (Sighinolfi, 1971; Baed et al., 1980) sekvencie.

TAB. I. A - Pásikovaná textúra základných horninových typov leptynitovo-amfibolitového komplexu. Tatry - Žiarska kotlina, 600 m od vyústenia doliny, bralá vo východnom svahu; B - Pásikované amfibolity LACWECA v Nízkych Tatrách. Ježová dolina; C - Pásikovaná textúra základných hornín LACWECA. Slovenské rudohorie, JV svah doliny 2 km na VSV od Pohronskej Polhory; D - Rozličná mocnosť pásikov leptynitov a amfibolitov LACWECA v Hoškovej doline, Nízke Tatry; E - Enkláva amfibolitizovaného eklogitu. Malá Fatra, dolina Mlynského potoka, 50 m pod opusteným lomom, na ľavom (severnom) svahu; F - Enkláva amfibolitizovaného eklogitu. Tatry, východný svah doliny Konské, 500 m od turistickej magistrály, 30 m nad potokom.

Pl. I. A - Banded structure of the main rock-types of the leptyno-amphibolite complex. The Tatry Mts. - the Žiarska dolina valley, 600 m from the mouth of the valley; rock-cliffs on the eastern slope; B - Banded amphibolite of the LACWECA; the Nízke Tatry Mts., the Ježová dolina valley; C - Banded structure of the main rock types of the LACWECA; the Slovenské rudohorie Mts., southeastern slope of the valley 2 km to ENE of the Pohronská Polhora village; D - Variable thickness of leptynite and amphibolite bands in the LACWECA. The Hoškova dolina valley, the Nízke Tatry Mts.; E - Amphibolized eclogite enclave in the LACWECA; the Malá Fatra Mts., the Mlynský potok valley: 50 m downstream from the abondoned quarry; F - Amphibolized eclogite enclave in the LACWECA; the Tatry Mts., eastern slope of the Konská valley.


A
B
C
D
E
F

V tejto, ako aj v ostatných našich prácach dotýkajúcich sa problematiky LACWECA (Hovorka et al., 1992; Hovorka et al., in print) termín "leptynitovo-amfibolitový komplex" chápeme v deskriptívnom význame bez ohľadu na interpretáciu genézy svetlých a tmavých pásikov tohto komplexu.

V prácach z posledných rokov uverejnených v rozličných jazykoch sa používa termín amfibolizovaný eklogit, resp. amfibolitizovaný eklogit. Termín amfibolizácia sa vzťahuje na proces rekryštalizácie jedného minerálu (je ním prevažne klinopyroxén) na amfibol. V horninách, ktoré opisujeme, nastala metamorfná rekryštalizácia celej minerálnej asociácie pôvodnej horniny (= eklogitu) a nahradila ju nová minerálna asociácia. Pritom aj textúrne znaky vzniknutej minerálnej asociácie zodpovedajú amfibolitu. Preto ďalej tento proces voláme amfibolitizácia.

Výskyty a vystupovanie LACWECA

Počas terénneho výskumu v ostatných rokoch sme zistili LACWECA vo viacerých vrchoch tatrika a veporika. Jednou z najvhodnejších lokalít na štúdium hornín LACWECA v centralidách Západných Karpát boli v nedávnej minulosti prieskumné štôlne v Špíglovej doline pri Jasení *v ďumbierskej zóne kryštalinika Nízkych Tatier*. Komplex z tejto oblasti pod označením "páskované amfibolické horniny" opísal Spišiak a Pitoňák (1990, 1992). Autori (l. c.) ich interpretujú ako komplex bazálnej časti ostrovného oblúka, resp. ako súčasť oceánskej kôry.

V minčolskej skupine Malej Fatry sme leptynitovo-amfibolitový komplex identifikovali na východných svahoch vrchov. LACWECA je tam silne migmatitizovaný. Klasický (prototypový) profil možno študovať najmä v doline Mlynského potoka pri Martine. V profile od ústia doliny smerom na Martinské hole možno sledovať postupne pásikované amfibolity LACWECA s prevahou amfibolitov s výskytom enkláv amfibolitizovaných eklogitov a metaperidotitov, migmatitizované pásikované amfibolity LACWECA a xenolity hornín LACWECA v granitoidoch a migmatitoch. Geneticky a priestorovo sa na LACWECA viažu aj výskyty rekryštalizovaných pôvodných pyroxenitov, resp. metaperidotitov. Posledné, okrem známeho telesa lokalizovaného vo výrazne hybridných granitoidoch v hrebeňovej časti Veľkej lúky, sme ako početné bloky zistili v alúviu potoka v doline Bystrička pri Martine. Podľa analógie s inými oblasťami vystupovania LACWECA aj uvedené bloky pokladáme za súčasť tohto komplexu.

Pre značné vertikálne prevýšenie je jeden z najvhodnejších objektov štúdia LACWECA *v Tatrách*. Niekoľko výskytov hornín komplexu sme zdokumentovali na južných svahoch masívu Bryšno (vrátane Gar+Cpx+Rt metabazitov v pozícii in situ), ale najmä na obidvoch svahoch Jamnickej a Žiarskej doliny. Vhodným profilom na štúdium horninovej náplne LACWECA je najmä žľab z Jamnickej doliny pod Baranec, v ktorom má pri subhorizontálnom uložení sledovaného komplexu mocnosť 150 - 200 m. V okolí kóty Bystrá sa vyskytujú najmä migmatitizované ekvivalenty hornín LACWECA. Úložné pomery LACWECA uvedených výskytov sú veľmi variabilné: od skoro subhorizontálnych (Jamnická dolina) po subvertikálne (oblasť Žiarskej doliny). V prípade horizontálneho/subhorizontálneho uloženia sú pre LACWECA charakteristické kolmé steny odlučnosti, a preto sú jeho úlomky v svahovej sutine pomerne zriedkavé. Priestorové rozšírenie LACWECA v Západných Tatrách je podľa nášho doterajšieho výskumu totožné s rozšírením amfibolitov na báze vrchného komplexu kryštalinika Tatier (Janák et al., 1988).

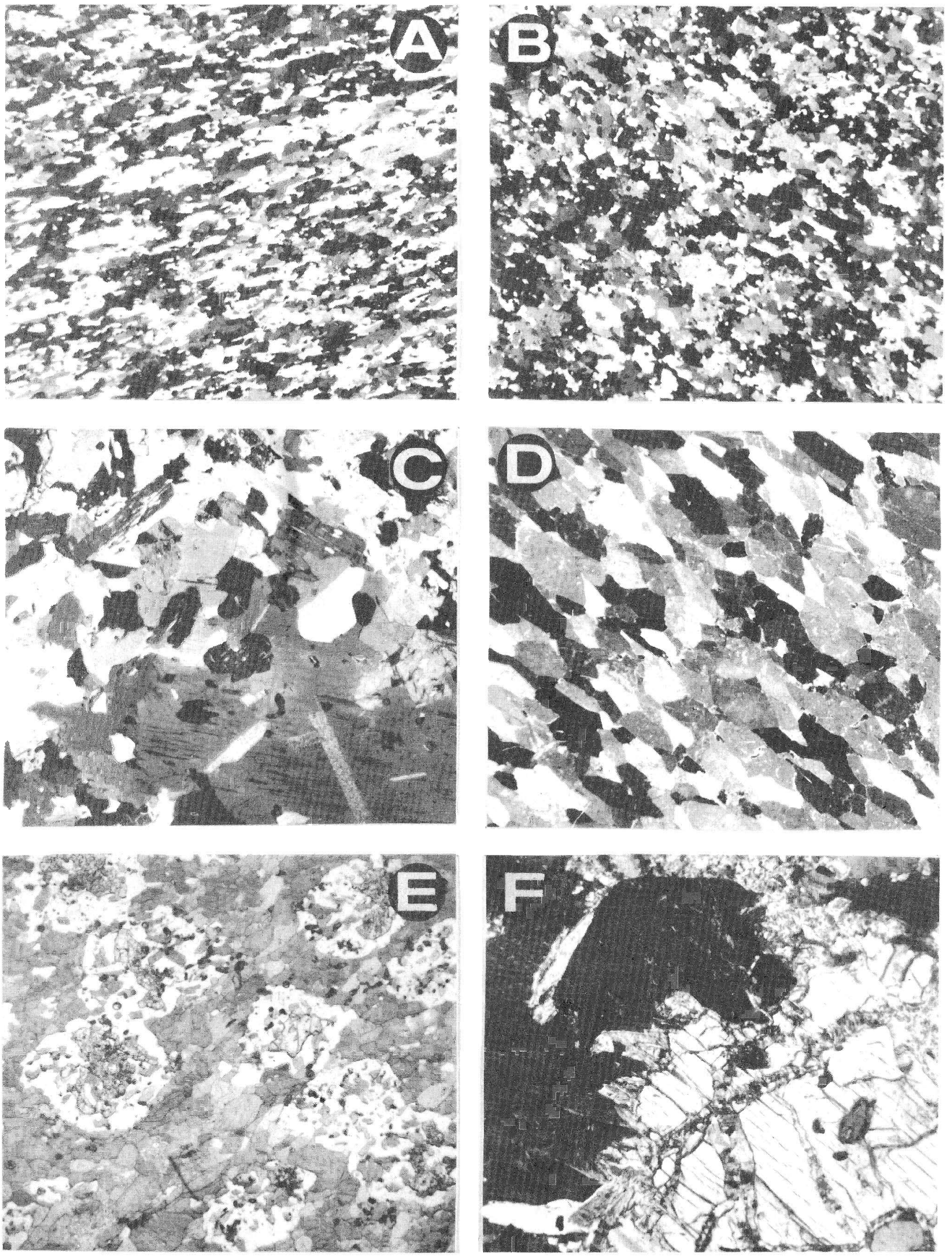
Horniny LACWECA sme zistili aj *v Tríbeči*. V rámci najväčšieho amfibolitového telesa vyznačeného na publikovanej geologickej mape (Biely et al., 1974) sme na niekoľkých miestach zistili jeho vnútornú pásikovanú stavbu. Typické pásikované amfibolity so zastúpením leptynitov a amfibolitov vystupujú najmä v rokline medzi kótou Veľký Vracov a Drahožickou dolinou. Súčasťou LACWECA v tomto horstve sú aj zistené výskyty retrogresne rekryštalizovaných eklogitov - Rtl+Gar+Cpx metabazitov (Hovorka a Méres, 1990).

Kompletne vyvinutý LACWECA sme zistili aj *vo veporickej časti Nízkych Tatier* v oblasti na S od Heľpy, Závadky nad Hronom, Polomky a v širšom areáli Hoškovej doliny na V od Veľkého boka. Na južných svahoch Nízkych Tatier na S od Heľpy sme zistili aj charakteristické enklávy LACWECA - metaperidotitov a Rtl+Gar+Cpx simplektitizovaných metabazitov (pôvodne eklogitov).

Tento komplex vystupuje aj v oblasti *medzi Hroncom, Predajnou a dolinou Vagnár* na SV od Brezna. Prevažne intenzívne retrogresne rekryštalizovaný LACWECA (až do metamorfitov fácie zelených bridlíc) možno študovať napr. v opustenom lome pri vyústení doliny Lázky asi 300 m na Z od benzínového čerpadla pri Brezne. V oblasti medzi Dolnou a Hornou Vartovkou v hornej časti doliny Hudák na JV od Mýta pod Ďumbierom sme v typicky vyvinutom LACWECA zistili aj enklávu Rtl+Gar+Cpx simplektitizovaného metabazitu a bloky antigoritických serpentinitov.

◀ Tab. II. A - Prevaha amfibolitov nad leptynitmi LACWECA. Slovenské Rudohorie, Veľký Zelený potok, dolina na S pod k. Blato 1196 m n. m; B - Prevaha leptynitov nad amfibolitmi LACWECA. Nízke Tatry, Jasenie, halda štôlne v Šifrovej doline; C - Prechodný typ pásika medzi leptynitmi a amfibolitmi s významným zastúpením granátu. Slovenské Rudohorie, Veľký Zelený potok, dolina na S pod k. Blato 1196 m n. m; D - Pásik z hornín LACWECA s výrazným zastúpením granátu. Slovenské Rudohorie, Veľký Zelený potok; E - Silne biotitizované horniny LACWECA. Malá Fatra, Valaská dolina, východ v zárezе lesnej cesty 200 m na SV od kóty 853 m n. m; F - Migmatitizované horniny LACWECA. Tatry, Jamnická dolina, žľab pod Barancom.

Pl. II. A - The prevalence of the amphibolite over leptynite; the Slovenské rudohorie Mts., the Veľký Zelený potok valley; B - The prevalence of the amphibolite over leptynite; the Nízke Tatry Mts., Šifrová dolina valley; C - Transitional type of the band with substantial presence of garnets; the Slovenské rudohorie Mts., the Veľký Zelený potok valley; D - Band from the LACWECA with high amount of garnets; the Slovenské rudohorie Mts., the Veľký Zelený potok valley; E - Intensively biotitized rock-type of the LACWECA; the Malá Fatra Mts., the Valaská dolina valley; F - Migmatitized rock-type of the LACWECA; the Tatry Mts., the Jamnická dolina valley.


A
B
C
D
E
F

Vo *veporiku na J od Hrona* sme LACWECA zistili aj v oblasti Malého a Veľkého Zeleného potoka a v oblasti na SV od Pohronskej Polhory (širšie okolie doliny Strmienka). Na obidvoch lokalitách je LACWECA vyvinutý v pestrom vývoji - od rozdielne mocných extrémne svetlých, resp. tmavých pásikov cez prechodné typy, typy s vysokým zastúpením granátov v obidvoch typoch pásikov a pod. Okolie doliny Strmienka je vhodné na štúdium rozličných petrografických variet enkláv metaultramafitov v LACWECA.

Po doterajšom terénnom výskume v centralidách Západných Karpát sme nadobudli presvedčenie, že uvedené výskyty leptynitovo-amfibolitového komplexu v Západných Karpatoch nie sú jediné. Pokladáme za nevyhnutné pripomenúť, že aj *klátovská skupina v gemeriku* (Hovorka et al., 1984; Spišiak et al., 1985) má niektoré spoločné znaky s horninami LACWECA opísanými v centrálnej zóne Západných Karpát. Ide najmä o výskyt a charakter enkláv metaultramafitov (Hovorka a Ivan, 1985) a Rtl+Gar+Cpx simplektitizovaných metabazitov (Ivan, ústna informácia) a zväčša nevýraznú pásikovanú stavbu amfibolitov s výraznou prevahou tmavej zložky.

Diskusia

Pri genetickej interpretácii LACWECA sme vychádzali najmä:

- zo zistených reliktov metamorfitov vysokých stupňov (granulitová/eklogitová fácia, Hovorka a Méres, 1989, 1991; Hovorka et al., 1992);
- zo zistených textúrnych vzťahov leptynitov a amfibolitov a ich minerálneho zloženia pri zohľadnení intenzívnej variskej metamorfnej rekryštalizácie pôvodne vysokometamorfovaných hornín v podmienkach amfibolitovej fácie;
- z orientačných geochemických údajov (hlavné petrogénne prvky, a najmä REE) z pásikovaných amfibolitov a z enkláv (Hovorka et al., in print);
- z porovnania prezentovaných údajov z iných výskytov leptynitovo-amfibolitového komplexu variského orogénneho pásma v Európe (Massif Central a i.).

Ak berieme do úvahy všetky uvedené aspekty, dospievame k záveru, že horniny tvoriace LACWECA predstavujú silne polymetamorfne rekryštalizované a lokálne migmatitizované horninové sekvencie spodnej kontinentálnej kôry. Podľa zistených znakov a orientačných geochemických údajov (Hovorka et al., 1992; Hovorka et al., in print) predpokladáme, že ide o pôvodne kumulátový plutonický komplex spodnej časti kontinentálnej kôry. Zistené enklávy majú charakteristiky blízke N-MORB a E-MORB, pásikované amfibolity sú geochemicky blízke bazaltom deštruktívneho okraja platne (podľa kritérií Wooda et al., 1979).

V priebehu zložitého vývoja LACWECA nastala jeho:

a) polyetapová metamorfná rekryštalizácia až migmatitizácia/anatektické tavenie,

b) blastomylonitizácia, miestami regionálneho rozsahu.

Najvyššie PT podmienky metamorfnej rekryštalizácie LACWECA zodpovedali vysokej amfibolitovej až granulitovej fácii. Následné metamorfné udalosti prebehli v relatívne nižších PT podmienkach (Hovorka a Méres, 1989, 1991; Méres a Hovorka, 1989). Zistené metamorfné asociácie svedčia o intenzívnej metamorfnej rekryštalizácii hornín LACWECA v podmienkach amfibolitovej fácie. Táto rekryštalizácia bola geneticky tesne spätá s variským magmatizmom a predstavuje jednu etapu vývoja LACWECA počas redepozície do vyšších úrovní kontinentálnej kôry.

Migmatitizácia a anatektické tavenie sa prejavujú najmä na svetlých pásikoch, a to vznikom šošoviek (tab. II/F) až hniezd (môže sa v nich vyskytovať albit, kremeň, K-živec), ktoré lokálne dosahujú decimetrovú mocnosť. Migmatitizované amfibolity sú typické väčšou zrnitosťou, biotitizáciou tmavých (tab. II/E), resp. muskovitizáciou svetlých pásikov a zvýšením kvantitatívneho zastúpenia kremeňa a plagioklasu. V pokročilých štádiách anatexie komplexu nastala mobilizácia vzniknutej anatektickej taveniny. Mobilizovaná tavenina tvorí miestami výplň žiliek a hniezdovitých zhlukov. Ich genetickú spätosť s LACWECA dokumentuje priestorová spätosť s leukosómom migmatitov.

Ďalším procesom, ktorý ovplyvnil súčasný modus LACWECA, ale s opačným generálnym trendom, bola blastomylonitizácia. Prejavila sa metamorfnou prestavbou pôvodnej minerálnej asociácie LACWECA za vzniku bridličnatých typov polymetamorfitov. Táto rekryštalizácia prebehla postupne v amfibolitovej, nízkej amfibolitovej fácii a miestami až v podmienkach fácie zelených bridlíc.

Predbežné výsledky nášho štúdia možno zhrnúť do niekoľkých okruhov.

1. Za dôležité považujeme zistenie, že sa LACWECA v typickom vývoji vyskytuje vo všetkých základných tektonických jednotkách - v tatriku, veporiku a pravdepodobne v špecifickom vývoji aj v gemeriku.

2. Charakteristickým a mnohonásobne zisteným fenoménom je vystupovanie reliktov metamorfitov stredného až vysokého tlaku (metamorfity s granátom, kyanitom, sillimanitom) v tesnej asociácii s horninami LACWECA. Tieto metamorfity majú charakter metasedimentov až leukokratných ortorúl či migmatitov, ktoré sú najčastejším sprievodným typom hornín LACWECA.

TAB. III. A - Typická štruktúra amfibolitu LACWECA. Tatry, Jamnická dolina, žľab pod Klinovatým. Zv. 7, 5x, X pol; B - Typická štruktúra leptynitu LACWECA. Tatry, Jamnická dolina, žľab pod Klinovatým. Zv. 7, 5x, X pol; C - Metaperidotit. Malá Fatra, Trebostovský potok. Zv. 20x, X pol; D - Amfibolovec LACWECA. Tatry, Žiarska dolina, 600 m od ústia doliny, východný svah. Zv. 7, 5x, X pol; E - Granatický amfibolit s reliktmi klinopyroxénov. Amfibolitizovaný eklogit. Tatry, dolina Konské. Zv. 20x, X pol; F - Kyanit v granaticko-muskovitицko-biotitickej rule. V puklinách kyanitu - margarit, na okrajoch zatláčanie kyanita muskovitom. Heľpa, 30 m od vyústenia doliny Krivuľa, Nízke Tatry. Zv. 50x, X pol.

Pl. III. A - Characteristic fabric of the LACWECA amphibolite; the Tatry Mts., the Jamnická dolina valley; B - Characteristic fabric of the LACWECA leptynite; the Tatry Mts., the Jamnická dolina valley; C - Metaperidotite; the Malá Fatra Mts., the Trebostovský potok valley. Enlarg. 20x, X polars; D - Hornblendite from the LACWECA; the Tatry Mts., the Žiarska dolina valley; E - Garnet amphibolite with clinopyroxene relics. Amphibolized eclogite: the Tatry Mts., the Konská valley. Enlarg. 20x, X polars; F - Kyanite in the garnet-muscovite-biotite gneiss. On the cracks within the kyanite margarite occurs; on the kyanite rims substitution of the kyanite by the muscovite is observable. The Nízke Tatry Mts., Heľpa, Krivuľa dolina valley.

3. Vo veporickej časti Nízkych Tatier (na S od Heľpy) sme v asociácii s horninami LACWECA zistili metamorfity s kyanitom a granátom, v ktorých kyanit často dosahuje až 5 mm veľkosť a sú preň typické retrográdne premeny (tab. III/F, vznik margaritu v puklinách, muskovitizácia) zistené v metasedimentoch Tatier (Janák et al., 1988), ktoré majú tiež tesnú väzbu na horniny LACWECA. Z uvedeného vychodí, že časť hornín veporickej časti Nízkych Tatier prekonala staršiu metamorfnú rekryštalizáciu vo vysokých PT podmienkach.

4. Až súčasne zistená genetická spätosť enkláv metaultramafitov s LACWECA spresňuje ich geotektonickú interpretáciu. Doterajšie výsledky (Hovorka, 1977) potvrdzujú, že metaultramafitové telesá majú znaky telies gabroperidotitovej formácie spodnej kôry (pomer Mg:Fe v horninách, obsah stopových prvkov skupiny železa, asociácie rudných a metamorfogénnych minerálov) a ich priestorová a genetická väzba na horniny LACWECA v zmysle predpokladanej interpretácie genézy je logická.

5. Migmatity sú priestorovo sprostredkujúcim členom medzi LACWECA a granitovými telesami vo všetkých zistených výskytoch v tatriku a vo veporiku. Na všetkých dokumentovaných lokalitách sa horniny LACWECA nachádzajú, resp. nachádzali v podloží granitoidov. Časté sú na jednej strane výskyty xenolitov hornín LACWECA v migmatitoch a granitoidoch, na druhej strane možno často v silno migmatitizovanom/anatekticky natavenom LACWECA pozorovať vznik mobilizátov granitového zloženia a jeho priestorovú redepozíciu. Uvedené vzťahy pokladáme za signifikantné pre riešenie nielen priestorových, ale aj genetických vzťahov LACWECA na jednej a variských granitoidov (PAGWECA) na druhej strane.

6. Napriek spoločným základným znakom výskytov LACWECA v tatriku, veporiku a pravdepodobne aj gemeriku možno pozorovať isté odlišnosti vo vývoji LACWECA týchto jednotiek, a to najmä:

- Nerovnaké kvantitatívne zastúpenie leptynitov a amfibolitov v LACWECA v týchto jednotkách. V gemeriku je to výrazná prevaha amfibolitov, v tatriku a veporiku je ich zastúpenie variabilné.
- Výskyt, resp. absencia, kvantitatívne zastúpenie, veľkosť a petrografická pestrosť enkláv vo výskytoch LACWECA.
- Charakter a intenzita následných variských premien - migmatitizácia/anatexia, blastomylonitizácia a pod.
- Charakter a intenzita alpínskych premien, ktorá sa najintenzívnejšie prejavila vo veporiku (intenzívna tektonika a metamorfná rekryštalizácia za vzniku zelených bridlíc z amfibolitov a svorov až fylonitov z leptynitov).

7. Novodefinovaný leptynitovo-amfibolitový komplex podkladu Západných Karpát (LACWECA) má v kryštaliniku regionálne rozšírenie. Jeho genéza a vzťah k staropaleozoickému vulkanicko-sedimentárnemu komplexu (EPAWECA) a ku komplexu predalpínskych granitoidov (PAGWECA) má podľa názoru autorov zásadný význam pre geodynamickú rekonštrukciu predalpínskeho vývoja podkladu Západných Karpát.

Záver

V kryštaliniku Západných Karpát sme vyčlenili nový, leptynitovo-amfibolitový komplex LACWECA. Predstavuje jeden zo štyroch základných komplexov predalpínskeho podkladu Západných Karpát. Jeho látkovú náplň tvoria: a) leptynity, b) amfibolity, c) enklávy - metaperidotitov, amfibolitizovaných eklogitov.

Horniny tvoriace LACWECA sú polymetamorfne rekryštalizované, miestami migmatitizované horninové sekvencie spodnej kontinentálnej kôry. Podľa zistených znakov a geochemických údajov predpokladáme, že ide o pôvodne kumulátový plutonický komplex kontinentálne spodnokôrovej proveniencie. Doteraz zistené enklávy amfibolitizovaných eklogitov majú charakteristiky blízke N-MORB a E-MORB. Enklávy metaperidotitov majú znaky gabroperidotitovej formácie spodnej kôry. Počas evolúcie LACWECA z podmienok v spodnej kôre do podmienok panujúcich vo vrchnej kontinentálnej kôre nastalo parciálne anatektické tavenie, polymetamorfná rekryštalizácia (regresný trend) v amfibolitovej fácii, lokálne až vo fácii zelených bridlíc.

LACWECA je korelovateľný s výskytmi leptynitovo-amfibolitového komplexu vo variskom orogénnom pásme Európy.

Poďakovanie. Za terénnu spoluprácu ďakujeme RNDr. Janákovi, CSc., RNDr. O. Mikovi, CSc., RNDr. P. Pitoňákovi, CSc., a RNDr. J. Spišiakovi, CSc. Táto práca je čiastkovým výsledkom grantového projektu financovaného Ministerstvom školstva a vedy Slovenskej republiky.

Literatúra

Biely, A. 1974: Geologická mapa Tríbeča 1:50 000. *GÚDŠ Bratislava.*

Bard, J. P., Burg, J. P., Matte, P. & Ribiero, A. 1980: La chaine hercynienne d´ Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. *26 éme C. G. I., Paris, C6, 233 - 246.*

Giraud, A., Marchand, J., Dupuy, C. & Dostal, J. 1984: Geochemistry of leptyno-amphibolite complex from Haut Allier (French Massif Central). *Lithos, 17, 203 - 214.*

Hovorka, D. 1977: Geochemistry of the West Carpathian Alpine-type ultramafites. *Náuka o Zemi, Sér. geol., 12, 1 - 148.*

Hovorka, D., Ivan, P. & Spišiak, J. 1984: Nappe with the amphibolite facies metamorphites in the Inner Western Carpathians - its position, origin and interpretation. *Mineralia slov., 16, 73 - 86.*

Hovorka, D. & Ivan, P. 1985: Meta-ultrabasites in the Paleozoic in the Inner Western Carpathians: Implication for the Reconstruction of the Tectonic evolution in this Region. *Ofioliti, 10, 2-3, 317 - 328.*

Hovorka, D., Ivan, P., Jaroš, J., Kratochvíl, M., Reichwalder, P., Rojkovič, I., Spišiak, J. & Turanová, L. 1985: Ultramafic rocks of the Western Carpathians, Czechoslovakia. *Bratislava, GÚDŠ, 3 - 258.*

Hovorka, D. & Méres, Š. 1989: Relikty metamorfitov vysokých stupňov v tatroveporickom kryštaliniku Západných Karpát. *Mineralia slov., 21, 193 - 202.*

Hovorka, D. & Méres, Š. 1990: Klinopyroxenicko-granatické metabazity Tríbeča. *Mineralia slov., 22, 533 - 538.*

Hovorka, D. & Méres, Š. 1991: Pre-Upper Carboniferous Gneisses of the Strážovské vrchy Upland and the Malá Fatra Mts. (the Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 46, 103 - 169.*

Hovorka, D., Méres, Š. & Caňo, F. 1992: Petrológia granaticko-klinopyroxenických metabazitov Malej Fatry. *Mineralia slov., 24, 45 - 52.*

Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P. 1992: Pre-Alpine Western Carpathians Mts. Basement Complexes: Geochemistry, Petrology, Geodynamic Setting. *Terra nova, 4, Abstract Suppl., 2, 32.*

Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P. (in print): Pre-Alpine Western Carpathians Complexes: Lithology and Distribution. Mitt. *Österr. Geol. Gesell., 86, XX-XX.*

Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P. (in print): Pre-Alpine Western Carpathians basement complexes: new concept of division. *IGCP No. 276 - Final report, Athens., XX-XX.*

Janák, M., Kahan, Š. & Jančula, D. 1988: Metamorphism of pelitic rocks and metamorphie zones in SW part of Western Tatra Mts. crystalline complexes. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 4, 455 - 488.*

Maheľ, M. & Buday, T. et al. 1968: Regional geology of Czechoslovakia. Part II. The West Carpathians. *Ústř. Úst. geol., 723.*

Máška, M. & Zoubek, V. 1960: The principal division of the West Carpathians and their preneoidic basement. *In: Buday, T. et al.: Tectonic development of Czechoslovakia. Nakl. ČSAV, 139 - 151.*

Méres, Š. & Hovorka, D. 1989: Metamorfný vývoj rúl Suchého, Malej Magury a Malej Fatry. *Mineralia slov., 21, 203 - 216.*

Pin, C. & Lancelot, J. R. 1982: U-Pb dating of an early Paleozoic magmatism in the French Massif Central and its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrology, 79, 1 - 12.*

Sighinolfi, G. P. 1971: Investigation into deep crustal levels: fractionating effects and geochemical trends related to high-grade metamorphism. *Geochim. Cosmochim. Acta, 35, 1005 - 1021.*

Spišiak, J., Hovorka, D. & Ivan, P. 1985: Klátovská skupina - reprezentant metamorfitov amfibolitovej fácie vnútorných Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr., 82, 203 - 220.*

Spišiak, J., Pitoňák, P. & Petro, M. 1988: Metaultramafity z oblasti Jasenie - Kyslá. *Mineralia slov., 20, 143 - 148.*

Spišiak, J. & Pitoňák, P. 1990: The Nízke Tatry Mts. crystalline complex - new facts and interpretation (Western Carpathians, Czechoslovakia). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 4, 377 - 392.*

Spišiak, J. & Pitoňák, P. 1992: Banded amphibolitic rocks - pre-Variscan basement of the Western Carpathians ? *Terra nova 4, Abstract suppl., 2, 63.*

Wood, D. A., Joron, J. L. & Treuil, M. 1979: A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series in different tectonic setting. *Earth Planet. Sci. Lett., 45, 2, 326 - 336.*

AKTIVITA SGS

J. Madarás: **Štruktúrno-tektonická charakteristika stredného a východného úseku pohorelskej línie**
(Bratislava 12. 11. 1992)

Súčasťou štruktúrno-tektonického výskumu severného veporika v strednej časti Horehronského podolia (na J od Bacúcha po Pohorelú) bolo aj geologické mapovanie v mierke 1:25 000 a podrobné horninové rozčlenenie hlavných komplexov kryštalinika.

V súlade s predchádzajúcimi výskumami sa konštatoval násun prevažne granitoidného kráľovohoľského komplexu na metamorfity hronského komplexu, pričom ich povrchová hranica je čiastočne totožná s pohorelskou líniou. Tá sa prejavuje ako strmá alpínska prešmyková zóna priebehu VSV - ZJZ uklonená na J okolo 50°, oddeľujúca granitoidy od metamorfitov len v strednej časti priebehu (dolina Petríkovo - Veporské vrchy - až dolina Lukáčiková - Nízke Tatry) v dĺžke asi 15 km.

V západnom úseku (Pohronská Polhora, Michalová, Malý Zelený potok) prebieha v metamorfitoch. Na základe rozličných štruktúrnych a petrografických znakov (strečing lineácie SZ - JV, v hronskom komplexe VSV - ZJZ; celkovo nižší stupeň diaftorézy a výrazne vyšší podiel amfibolitov; často postupný prechod do granitoidov) boli horniny na J od tejto línie pričlenené ku kráľovohoľskému komplexu ako zvyšok metamorfného plášťa granitoidov.

Vo východnom pokračovaní je pohorelská línia evidentná až po úpätie Nízkych Tatier (dolina Lukáčiková). V masíve Nízkych Tatier sa jej priebeh stáva nezreteľný, povrchová hranica metamorfity versus granitoidy je odrazom staršej, alpínsky modifikovanej násunovej plochy. Pohorelská línia pravdepodobne pokračuje ďalej na SV už len v prostredí metagranitoidov.

P. Kováč a J. Hók: **Stredoslovenský zlomový systém - kinematický model**

Jedným z významných zlomových systémov v Západných Karpatoch je stredoslovenský zlomový systém (v literatúre označovaný ako revúcko-starohorská zlomová sústava, zázrivsko-budapeštiansky zlom atď.). Tvorí zlomovú zónu smeru S - J, ktorej šírka je približne 20 - 25 km.

Stredoslovenský zlomový systém je zóna poklesových zlomov a horizontálnych posunov tvoriacich systém grabenov a hrastov.

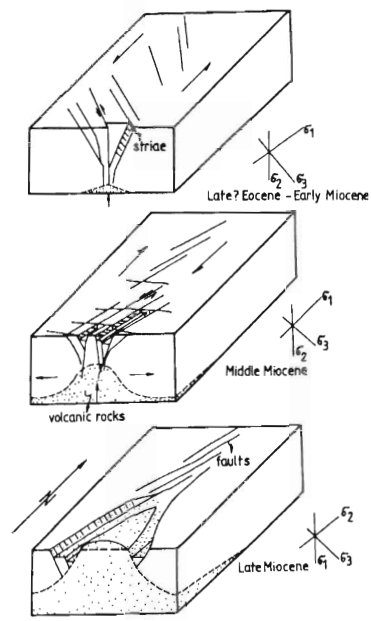
Na základe prejavov synsedimentárnej tektoniky datujeme tektonickú aktivitu od obdobia vrchného eocénu (cf. Gross et al., 1982; Vass et al., 1979).

Od (?) vrchného eocénu do stredného miocénu sa zlomový systém prejavoval ako sinistrálna transtenzná zóna.

V období stredného - vrchného miocénu sa zlom prejavuje ako transtenzná zóna s dextrálnym posunom.

Zmena kinematického charakteru zlomového systému je spojená so zmenou regionálneho napäťového poľa. Orientácia kompresného tenzoru rotovala počas miocénu zo smeru SZ - JV do SV - JZ.

Charakter zlomovej zóny kontroluje distribúciu miocénnych vulkanických centier, ktoré reciprocne ovplyvňujú jeho povahu.



M. Kováč a F. Marko: **Vplyv terciérneho vývoja na geologickú stavbu severnej časti Malých Karpát**

Reambulácia geologickej mapy Malých Karpát a mapovací vrt MK-MK na V od obce Rozbehy prispeli k rozšíreniu poznatkov o zložitej geologickej stavbe severnej časti horstva. Pre túto oblasť, značne ovplyvnenú terciérnou štruktúrnou prestavbou, je charakteristická kinematická inverzia funkcie zlomov, ktorú spôsobila zmena orientácie poľa paleonapätia, ako aj transpresného režimu na transtenzný v miocéne. Dominantným

štruktúrnym prvkom v pruhu Rozbehy - Dobrá Voda je strižná zóna smeru VSV - ZJZ, ktorej aktivita spolu s retrošariážou viedla k zošupinateniu a vyvlečeniu predterciérnych jednotiek, v rámci ktorých sa po prvý raz v severnej časti Malých Karpát vyčlenila báza gollerského príkrovu budovaná hrubým evaporitovým komplexom permotriasového veku.

D. P l a š i e n k a: **Paleotektonický vývoj severného okraja tatrika počas mezozoika**

Sedimentárny záznam mezozoického vývoja severného okraja tatrika (Malé Karpaty, Považský Inovec) dokumentuje epeirogenetický (eustatický) režim počas triasu, spodnojurský výzdvih, eróziu a následný počiatočný rifting, dlhotrvajúcu jursko-spodnokriedovú etapu extenzného tektonického režimu s niekoľkými riftingovými pulzami a následnými periódami termálnej subsidencie a celkovú strednokriedovú predkompresnú (flexúrnu) subsidenciu pred čelom orogénneho klina progradujúceho zo zázemia karpatského orogénu. Extenzia ako výsledok pasívneho riftingu viedla k oddeleniu centrálnokarpatskej domény od šelfu severoeurópskej platformy a k vytvoreniu pasívneho kontinentálneho okraja pozdĺž severotatrickej hrany susediacej s rozširujúcim sa juhopenninským (vahickým) oceánskym priestorom (stredná jura - krieda). Pasívny severotatrický okraj sa zmenil na aktívny až v senóne, keď sa vahická oceánska platňa začala šikmo podsúvať pod centrálnokarpatskú. Finálna kolízia imbrikovanej centrálnokarpatskej platne s oravickým kontinentálnym ribonom v najvyššej kriede viedla k dextrálnej transpresii pozdĺž severného okraja tatrika. Takýto tektonický scenár je v rozpore so súčasnými názormi na mezozoický paleotektonický vývoj zón ležiacich severne od tatrika, a preto sa prezentoval a analyzoval alternatívny model, v ktorom sa kľúčové jednotky pribradlovej zóny (klapská, exotický chrbát) chápu ako centrálnokarpatské.

Mineralia slovaca, 25 (1993), 11 - 22

Geologická stavba strednej časti Považského Inovca

DUŠAN PLAŠIENKA a FRANTIŠEK MARKO

Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava

(Doručené 17. 12. 1992, revidovaná verzia doručená 25. 1. 1993)

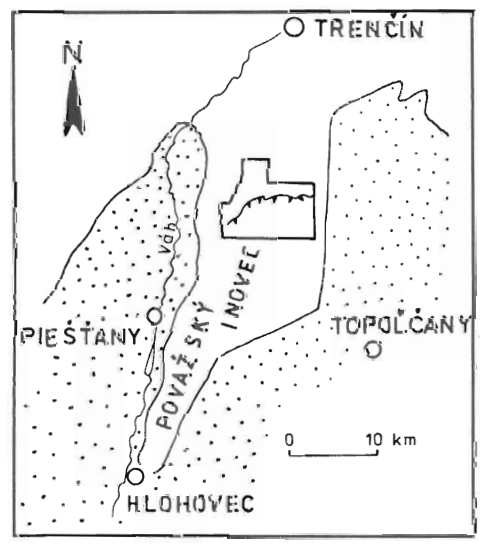
Geological structure of the middle part of the Považský Inovec Mts. (Western Carpathians)

Complexes of pre-Alpine crystalline basement and its Late Paleozoic-Mesozoic cover in the central part of the Považský Inovec horst structure belong to two large-scale basement/cover Alpine tectonic units of the Tatricum. The northern, deeper unit consists of mostly mica-schist basement, thick Late Paleozoic and only scarsely preserved Mesozoic cover. The southern unit contains varied crystalline basement and typical Tatric Mesozoic cover succession. The southern unit was thrusted over the northern one along the Hrádok - Zlatníky thrust fault, which is a composite Variscan-Alpine structure. Analogous NW-vergent Alpine (Late Cretaceous) reverse faults strongly affect the structure of the northern unit. These bring to the surface Mesozoic complexes of probably South Penninic (Vahic) provenience, which were torn up from below overthrusted Tatric elements. Accordingly, this area appears to be the deepest outcropped outer zone of the Tatricum, where its relationships to more external tectonic units may be studied.

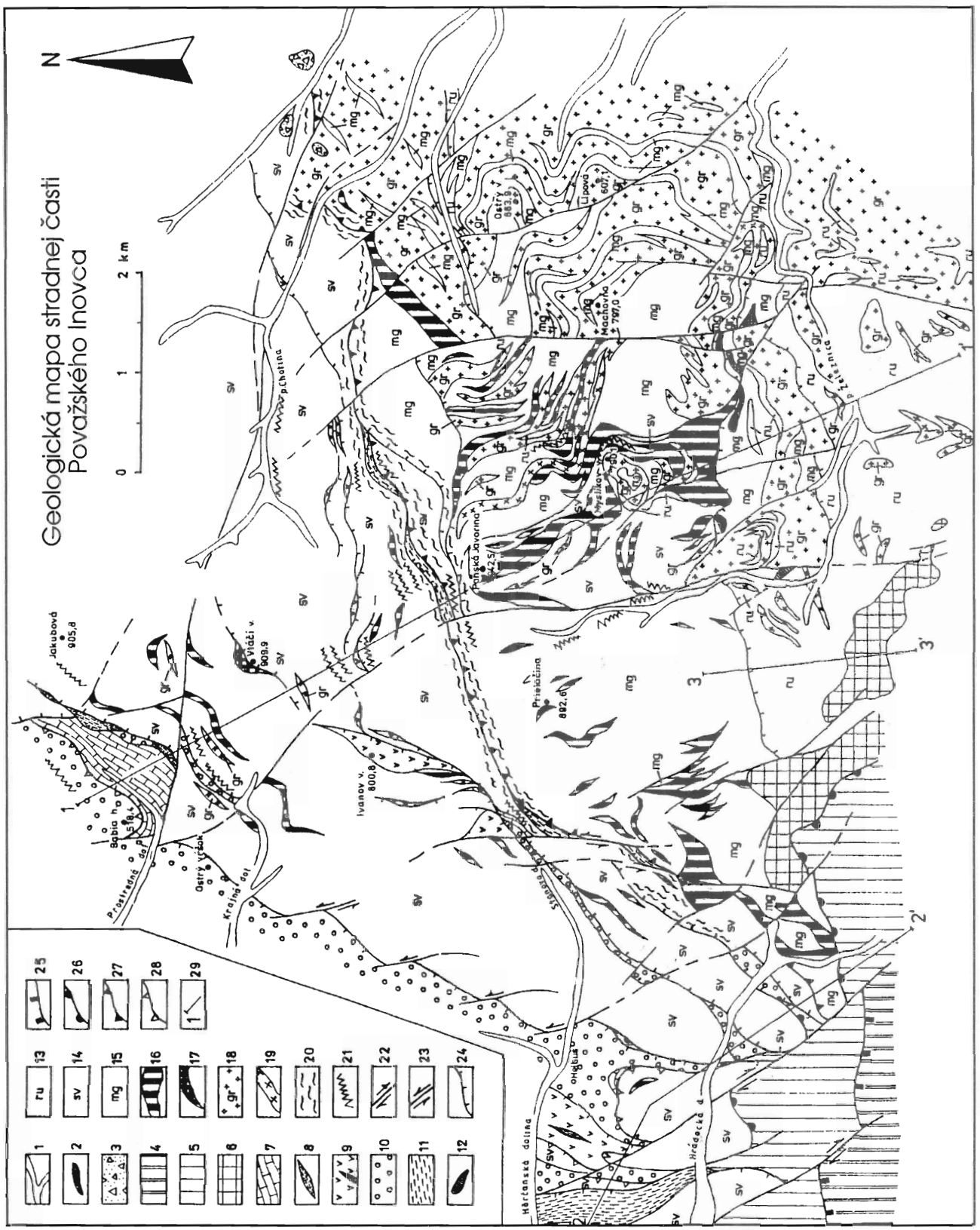
Úvod

Hoci má Považský Inovec (obr. 1) pomerne dobre odokrytý tatrický kryštalinický fundament, jeho regionálna stavba je známa len z prác dvoch autorov (Kamenický, 1956; Kamenický in Maheľ et al., 1967; Putiš, 1981, 1983,). Kamenický a Maheľ (in Maheľ et al., 1967) vyčlenili v kryštaliniku dva "bloky" - severný, s prevahou svorových hornín netypických pre tatrikum, ale aj s inými anomáliami, ako sú hrubé mladopaleozoické komplexy vrátane vrchnokarbónskych, znaky predalpínskej diaftorézy a monotónny charakter kryštalinika s prevahou metasedimentov a len s podružnými metavulkanitmi a granitoidmi, a južný, so znakmi typickými pre fundament jadrových vrchov - veľké granitoidné telesá, pestré rulovo-migmatitové kryštalinikum s hojnými amfibolitmi a iba lokálne prejavy diaftorézy. Styk obidvoch blokov obstaráva tzv. hrádocká línia sprevádzaná mylonitmi, fylonitmi a zavrásnenými šupinami karbónskych hornín, podľa čoho sa jej pripisuje alpínsky vek a prešmykový charakter (Putiš, 1980).

Zložitosť petrologických a štruktúrnych pomerov sa odráža vo vývoji a nejednotnosti náhľadov na ich charakter a styk obidvoch častí inoveckého kryštalinika. Putiš (1980, 1981, 1982) najskôr prebral podstatu Kamenického náhľadov a na základe rozdielov v metamorfnom vývoji (predovšetkým v diaftoréze), v stupni migmatitizácie a granitizácie, deformačnom prepracovaní a v tektonických štýloch, ale aj s ohľadom na litologickú príbuznosť pokladá obidva komplexy kryštalinika za zblížené počas alpínskych procesov. Neskôr (Putiš, 1983; Korikovsky a Putiš, 1986) sa zdôrazňovalo, že v metamorfnom ani v štruktúrnom vývoji obidvoch komplexov niet podstatných rozdielov a dokumentovala sa postupnosť metamorfných izográd progresívnej aj retrográdnej variskej metamorfózy, a tak sa minimalizoval vplyv ich alpínskeho zblíženia. Vzápätí sa však (Leško et al., 1988) prijala koncepcia počítajúca s ďalekosiahajúcimi mladoalpínskymi násunmi v inoveckom fundamente, keď sa kryštalinikum severného bloku (inovecká jednotka) interpretovalo ako súčasť penninika a komplexy fundamentu južného bloku (jednotka Panskej Javoriny) ako spodný austroalpínsky príkrov. Ich styčná plocha, označená ako hrádocko-zlatnícky násun, sa tak stala principiálnou alpínskou sutúrou. V posledných prácach pripisuje Putiš (1991a)



Obr. 1. Lokalizácia študovaného územia.
Fig. 1. Position of the studied area.


Geologická mapa stradnej časti Považského Inovca
N
0
1
2 km
Jakubová 905,8
Babia hora 910,4
Ostrý vŕšok
Kráľová dol
Vŕšok v. 909,9
Ivanov v. 800,8
Priaboľina 802,6
Machovka 797,0
Ostrý v. 883,8
Lipová 807,1
Hrádecká d.
Hartanská dolina
1
2
3
3'
1'
2'
sv
mg
ru
gr

hrádocko-zlatníckej strižnej zóne charakter paleo-mezoalpínskej sinistrálnej transpresnej štruktúry, ale zároveň (Putiš, 1991b, 1992) uvažuje aj o jej významnej funkcii vo variskom tektonometamorfnom vývoji, takže dnes by mala vlastne suplovať styčnú plochu dvoch základných juhovergentných variských príkrovov fundamentu Západných Karpát - spodného, hronského, reprezentovaného severným blokom, a vrchného, tatranského príkrovu, ktorého súčasťou je aj kryštalinikum južného bloku, ktoré bolo alpínsky spätne nasunuté na vyzdvihnutý severný blok.

Napriek malému plošnému rozsahu mezozoické komplexy študovaného územia patria viacerým tektonickým a litostratigrafickým jednotkám. V závere Prostrednej doliny na V od Kálnice vystupujú strednotriasové až vrchnokriedové horniny, ktoré sú súčasťou komplexov známych zo severnejších oblastí v okolí Selca a Mníchovej Lehoty a ktoré Maheľ (1986) pokladá za tatrickú sekvenciu Železníka. Vystupujú v úzkych pruhoch uprostred hornín fundamentu. Maheľ (l.c.) túto štruktúru volá selecká synklinála. Južný okraj skúmanej oblasti budujú súvrstvia tatrickej inoveckej jednotky (sensu Maheľ in Maheľ et al., 1967) a krížňanského príkrovu.

Z uvedeného vychodí, že predmetný úsek inoveckého kryštalinika na styku obidvoch blokov je tektonicky významnou, "kľúčovou" oblasťou, a tak akékoľvek nové poznatky o ňom môžu pomôcť riešiť otázky celokarpatského významu. Náš príspevok sa dotýka poznatkov získaných pri podrobnom terénnom mapovaní v mierke 1:10 000 a mezoštruktúrnej až makroštruktúrnej analýze komplexov kryštalinika, mladšieho paleozoika a periférnych mezozoických jednotiek vymedzených na obr. 1 a 2. Práca nezahŕňa petrologické štúdium, a preto nemá ambície byť komplexným zhodnotením, ani definitívnym riešením načrtnutej problematiky.

Vyčlenené horninové komplexy

Hoci terminologicky nie je najsprávnejšie písať o kryštaliniku severného a južného "bloku", tieto vžité termíny používame, lebo ich definícia je jasná a všeobecne známa (Kamenický in Maheľ et al., 1967; Putiš, 1980, 1983). Neskôr Maheľ (1986) označil severný blok ako selecký a južný (stredný) ako bojniansky. V oblasti severného bloku vyčleňujeme nasledujúce jednotky (obr. 2):

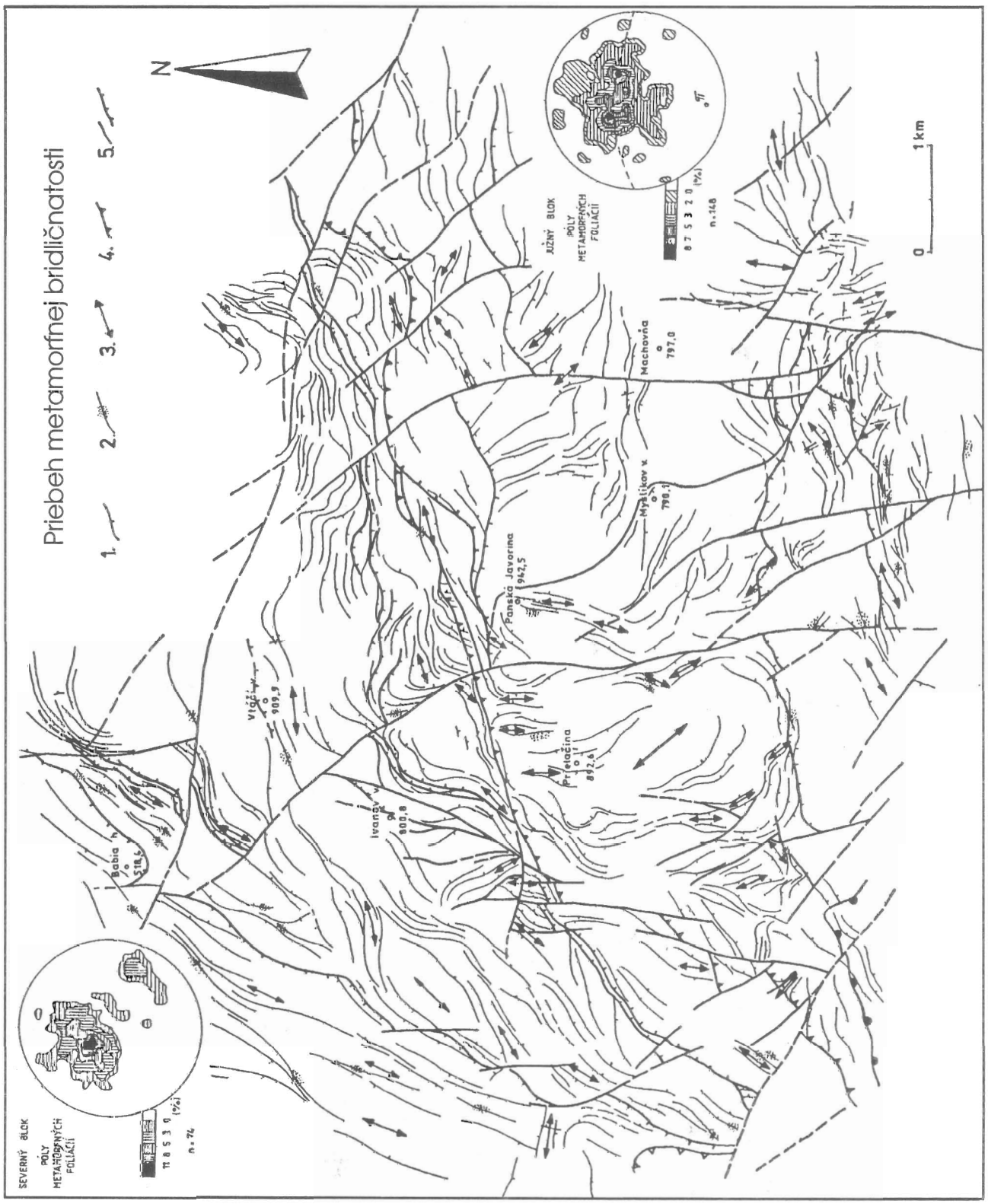
1. Komplex muskovitických svorov a svorových rúl s polohami muskoviticko-chloritických svorov. Komplex je litologicky veľmi monotónny, výraznú prevahu majú svetlé hrubolupenité muskovitické svory, ktoré podľa Putiša (1983) a Korikovského a Putiša (1986) predstavujú diaftorizované biotitické a dvojsľudové pararuly a svorové ruly, menej migmatity. Podradné sú malé telesá, resp. žily leukokratných granitov. Prográdna metamorfóza dosiahla podmienky staurolitovej izogrády, lokálne s postkinematickým andaluzitom a fibrolitickým sillimanitom. Diaftoréza (neskorovariská syndeformačná retrográdna metamorfóza) sa zaznamenala v troch teplotných poliach: v muskovitovom, chloritovo-muskovitovom a chloritovo-sericitovom a interpretuje sa ako regionálny metasomatický proces spätý s granitizáciou a retrográdnou krivkou variskej metamorfózy (Korikovsky a Putiš, 1986). Neskôr však Putiš (in Krist et al., 1992) túto interpretáciu severného bloku revidoval a vplyv diaftorézy minimalizoval, pretože aj predpokladaný sekundárny hrubolupenitý muskovit je zrejme produktom prográdnej metamorfózy. Alpínska diaftoréza (mylonitizácia a fylonitizácia) mala naproti tomu izochemický charakter (Korikovsky a Putiš, l.c.) a viaže sa na úzke pásma lemujúce významnejšie prešmykové a násunové štruktúry, najmä na hrádocko-zlatnícky násun.

2. Vo svoroch severného bloku len ojedinele vystupujú neveľké telesá diaftorizovaných chloriticko-epidotických amfibolitov, vzácne (Vtáčí vrch) aj hrubozrnné granatické amfibolity, pravdepodobne metamorfované gabrá, resp. gabrodiority.

3. Mladopaleozoické komplexy patria dvom litostratigrafickým jednotkám: vrchnokarbónskemu novanskému súvrstviu hôrčanskej skupiny a permským sedimentom pravdepodobne chalmovského súvrstvia kálnickej skupiny (sensu Štirmel et al., 1984). Tmavosivé pieskovce, droby a bridlice vrchného karbónu vystupujú

◀ Obr. 2. Reambulovaná geologická mapa strednej časti Považského Inovca (zostavili Marko a Plašienka s použitím mapových podkladov Klukana, Hacura a Putiša). 1 - aluvium, 2 - žily neovulkanitov, 3 - pieskovce a zlepence (neogén), 4 - nečlenený chočský príkrov (triasové karbonáty), 5 - nečlenený krížňanský príkrov (trias - kriedа), 6 - nečlenený mezozoický obal južného bloku (inovecká sukcesia trias - kriedа), 7 - vápence a dolomity mezozoického obalu severného bloku (humienecká sukcesia - stredný trias), 8 - flyšové súvrstvie belickej sukcesie (vrchná kriedа), 9 - metamorfované bazalty, mandľovcové bazalty a ich tufy a tufity, silicity (perm?, stredná jura?), 10 - pestré zlepence, pieskovce, prachovce a bridlice (kálnická skupina - perm), 11 - čierne bridlice a pieskovce (hôrčanská skupina - vrchný karbón), 12 - grafitické bridlice a lydity (staršie paleozoikum), 13 - biotitické a kremité pararuly, 14 - muskovitické svory a svorové ruly, 15 - migmatity a migmatitizované ruly, 16 - amfibolity, 17 - amfibolické metagabrá, 18 - leukokratné granity, hybridné granitoidy, 19 - pegmatitoidné granity, 20 - alpínske mylonity a fylonity, 21 - kremeňové žily, 22 - pravostranné posuny, 23 - ľavostranné posuny, 24 - prešmyky, 25 - násunová plocha chočského príkrovu, 26 - násunová plocha krížňanského príkrovu, 27 - hrádocko-zlatnícky násun, 28 - násunové plochy v tatriku, 29 - línie geologických rezov (obr. 7).

Fig. 2. Geological map of the middle part of the Považský Inovec Mts. (compiled by Marko and Plašienka with application of maps of Klukan, Hacura and Putiš). 1 - aluvial deposits, 2 - neovolcanic dykes, 3 - sandstones and conglomerates (Neogene), 4 - Choč nappe undivided (Triassic carbonates), 5 - Krížna nappe undivided (Triassic-Cretaceous), 6 - Mesosoic cover of the southern Tatric unit undivided (Inovec succession - Triassic-Cretaceous), 7 - limestones and dolomites of the Mesosoic cover of the northern Tatric unit (Humienec succession - Middle Triassic), 8 - flysch sediments of the Belice succession (Upper Cretaceous), 9 - metamorphosed basalts, amygdaloidal basalts and their tuffs, silicites (Permian?, Middle Jurassic?), 10 - variegated conglomerates, sandstones, siltstones and shales (Kálnica group - Permian), 11 - black shales and sandstones (Hôrka group - Upper Carboniferous), 12 - graphitic shales and lydites (Early Paleozoic), 13 - biotite and quartz paragneisses, 14 - mica-schists and muscovitic gneisses, 15 - migmatites and migmatitized gneisses, 16 - amphibolites, 17 - amphibolitic metagabbro, 18 - leukokratic granites, hybrid granitoides, 19 - pegmatitic granites, 20 - Alpine mylonites and phylonites, 21 - quartz veins, 22 - dextral strike-slips, 23 - sinistral strike-slips, 24 - reverse faults, 25 - overthrust plane of the Choč nappe, 26 - overthrust plane of the Krížna nappe, 27 - Hrádok-Zlatníky thrust fault, 28 - overthrusts inside the Tatricum, 29 - profile lines (Fig. 7).


Priebeh metamorfnej bridličnatosti
1.
2.
3.
4.
5.
N
SEVERNÝ BLOK
PÓLY METAMORFNÝCH FOLIÁCIÍ
n.74
JUŽNÝ BLOK
PÓLY METAMORFNÝCH FOLIÁCIÍ
n.148
Babia
Vráž
Ivana
Panská Javorina
Prietačina
Mýtikov v.
Machovňa
0
1 km

v skúmanom území len v úzkych šupinách pozdĺž hrádocko-zlatníckej línie. Pieskovce, arkózy až zlepence a pestré, hlavne červenofialové prachovce a ílové bridlice, zaraďované do permu, tvoria samostatný pruh severne od hrádocko-zlatníckeho násunu, a najmä väčšie masy na sz. okraji skúmaného územia.

4. Ako osobitný komplex vyčleňujeme aj šupiny a väčšie telesá metabazitov vystupujúcich pozdĺž úzkeho prešmykového pásma spolu s permskými sedimentmi severne od hrádocko-zlatníckej štruktúry. Ide o metamorfované bazalty,mandľovcové bazalty a ich tufy a tufity. Sú to väčšinou výrazne zbridličnatené zelené alebo červenofialové jemnozrnné horniny, podľa Putiša (1986) so znakmi hydrotermálnej metasomatózy (chlorit, biotit, žily s aktinolitom, albitom, epidotom, kalcitom, kremeňom a pumpellyitom) a nízkostupňovej alpínskej dynamometamorfózy. Pôvodne sa pokladali za samostatný vulkanický komplex vrchnodevónsko-spodnokarbónskeho veku (Putiš, 1981, 1982, 1983), neskôr ich Putiš (1986) zaradil do permu, pravdepodobne spodného. Domnievame sa však, že ani toto zaradenie nemusí byť definitívne, pretože vo vulkanickom komplexe sú tenké polohy silicitov, ktorým Putiš (1986) pripisuje hydrotermálno-vulkanický pôvod. Textúrne a mikroštruktúrne však skôr pripomínajú sedimentárne silicity, pravdepodobne rekryštalizované rádiolarity, veľmi podobné vrchnojurským rádiolaritom belickej sukcesie vystupujúcim v severnejších oblastiach (Soták et al., in press). Preto nemožno vylúčiť, že vulkanický komplex je jurského veku a reprezentuje oceánske bazalty fundamentu belickej sukcesie, teda váhika. Takáto interpretácia je vyjadrená aj v profiloch na obr. 7.

5. Mezozoické komplexy severného bloku zaraďujeme do troch litotektonických jednotiek: belickej sukcesie pravdepodobne váhickej proveniencie (na danom území len senónsky flyš s olistolitmi), humieneckej sukcesie ako sedimentárneho pokryvu tatrického fundamentu severného bloku (tu okrem mladopaleozoických súborov len strednotriasové karbonáty v dvoch drobných šupinách) a krížňanského príkrovu v jz. časti územia (rozličné členy triasovo-kriedového sledu).

Aj fundament južného bloku sa skladá predovšetkým z komplexov predalpínskeho kryštalinika, mladopaleozoické súvrstvia na rozdiel od severného bloku tu úplne chýbajú. Vyčlenili sme tieto komplexy (obr. 2):

1. Komplex biotitických a kremitých pararúl tvorí hlavnú masu metasedimentov južnej časti južného bloku na skúmanom území. Ich metamorfóza dosiahla podmienky sillimanitovej izogrády s počiatočnou migmatizáciou (Putiš, 1983).

2. Migmatitizovaný komplex, ktorý je s pararulami spätý postupnými prechodmi, obsahuje hlavne migmatity stromatického a nebulitického typu, ktoré vznikli parciálnym anatektickým tavením pararulového komlexu (Putiš, l.c.).

3. Telesá amfibolitov vystupujú hlavne v migmatitovom komplexe. Tvoria pôvodne ložné výlevné alebo silové telesá mocné 50 - 100 m. Aj ony sú často migmatitizované.

4. Len vzácne sú plošne zanedbateľné telesá grafitických bridlíc a metakvarcitov (lyditov), ktoré tiež poskytli nejednoznačnú staropaleozoickú palinofló́ru (silúr - karbón, Čorná a Kamenický, 1976). Či ide o samostatný paleozoický komplex voči podložnému staršiemu kryštaliniku, alebo len o litologické polohy v pararulách, nemožno z našich pozorovaní jednoznačne rozhodnúť.

5. Leukokratné muskovitické granity, často aplitické alebo pegmatitické, vystupujú hlavne vo východnej časti územia pri Duchonke. Majú spravidla hybridný charakter a vo forme väčšinou ložných žíl prenikajú do pararulového plášťa. Hranice granitov, migmatitov a pararúl nie sú ostré, tvoria spolu hybridný granitizovaný anatektický komplex, ktorý vznikol za maximálnych teplotných (až 700 °C) a klesajúcich tlakových (450 - 400 MPa) podmienok variskej metamorfózy (cf. Putiš, 1983).

6. Alpínske mylonity a fylonity lemujú hrádocko-zlatnícku násunovú zónu v mocnosti až 200 m. Zahŕňajú rozličné typy dynamicky postihnutých hornín, a to od neusmernených kataklazitov až po sericiticko-chloritické fylonity. Podľa Korikovského a Putiša (1986) sú P-T podmienky ich vzniku zhodné s podmienkami prográdnej alpínskej metamorfózy mladopaleozoických komplexov.

7. Mezozoické komplexy späté s južným blokom kryštalinika možno tak ako inde v jadrových vrchoch Západných Karpát začleniť do troch základných litotektonických jednotiek - obalovej tatrickej sukcesie, krížňanského a chočského príkrovu. Obalová sukcesia, označovaná ako inovecká jednotka, resp. sekvencia (Maheľ, 1967, 1986), má sled typický pre sukcesie šiprúnskeho typu - na báze spodnotriasové kremence, ďalej strednotriasové karboná́ty, karpatský keuper a jursko-kriedovú sekvenciu hlbokovodného charakteru. Príkrovová pozícia krížňanského príkrovu nad obalovou sukcesiou je evidentná rovnako ako chočského príkrovu nad krížňanským. Týmito jednotkami sme sa bližšie nezaoberali.

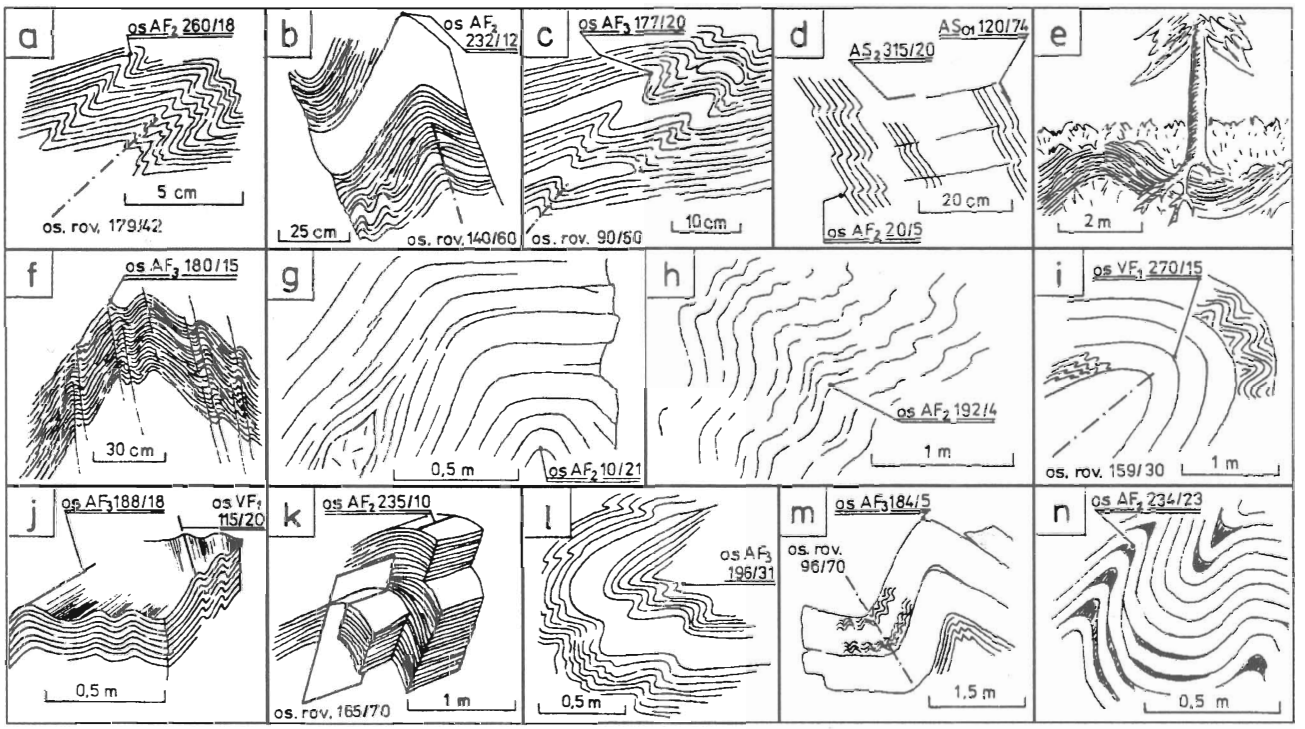
8. Z terciérnych sedimentov sa na území vyskytujú len drobné erózne zvyšky pravdepodobne strednomiocénnych pieskovcov a zlepencov v oblasti na J od osady Stará Hora pri Zlatníkoch. Pravdepodobne najmladšími horninami vystupujúcimi na skúmanom území (okrem pokryvných kvartérnych útvarov) sú miocénne žilné telesá nemetamorfovaných, ale silne zvetraných vulkanitov vystupujúcich hlavne na južných svahoch doliny Železnica. Podobné žilné telesá sú známe aj zo severného bloku Inovca, kde sa označujú ako považskoinovecké dacity (Hovorka a Spišiak, 1990).

Štruktúrne prvky a ich regionálna distribúcia

Okrem látkových rozdielov sú medzi severným a južným blokom kryštalinika odlišnosti (v niektorých

Obr. 3. Priebeh metamorfnej bridličnatosti. 1 - metamorfné foliácie (smer so smerom sklonu v mieste zámeru), 2 - úseky so subvertikálnymi metamorfnými foliáciami, 3 - osi makrovrás, 4 - hrádocko-zlatnícky násun, 5 - subvertikálne zlomy, prešmyky.

Fig. 3. Trends of metamorphic foliation. 1 - metamorphic foliation (strike with dip in the place of measurement), 2 - subvertically dipping metamorphic foliations, 3 - axes of macrofolds, 4 - Hrádok-Zlatníky thrust, 5 - steeply dipping faults, reverse faults.



Obr. 4. Príklady morfológie mezoskopických vrás. a-h - severný blok: a - svory, dolina Chotina, b - svory, dolina Chotina, c - svory, západný svah Vtáčieho vrchu, d - permské bridlice, hrebeň medzi Hrádockou a Hôrčanskou dolinou, e - bridličnaté mandľovcové bazalty, Stanova dolina, f - pestré bridlice permu, hrebeň medzi Stanovou a Hrádockou dolinou, g - vápence stredného triasu s hniezdami dolomitov s tokovou foliáciou AS_{01}, Prostredná dolina, h - doskovité vápence neokómu krížňanského príkrovu, južný svah Hrádockej doliny. i-n -južný blok: i - migmatitizované ruly, dolina Chotinka, j - migmatitizované ruly, Prielačina, k - migmatitizované ruly, Myslíkov vrch, l- svory, severný svah Panskej Javoriny, m - migmatitizované ruly, Prielačina, n - doskovité vápence neokómu inoveckej sukcesie, Skaliny.

Fig. 4. Examples of mesoscopic fold geometry. a-h - the northern block: a - mica-schists, b - mica-schists, c - mica-schists, d - Permian shales, e - foliated amygdaloidal metabasalts, f - Permian shales, g - Middle Triassic limestones with dolomite nodule showing flow foliation , h - Neocomian limestones of the Krížna nappe. i - n the southern block: i - migmatitized paragneisses, j - migmatitized gneisses, k - migmatitized gneisses, l - mica-schists, m - migmatitized gneisses, n - Neocomian limestones of the Tatric Inovec succession.

prípadoch sa však aj zhodujú) aj v charaktere, distribúcii a regionálnom priebehu štruktúrnych prvkov. Za rozhodujúce v tomto smere pokladáme mezopenetračné planárne prvky, nepenetračné lineárne prvky (vrátane osí drobných vrás) a makroskopické vrásové a zlomové štruktúry.

Foliácie

Metamorfná bridličnatosť progresívnej aj retrográdnej metamorfózy v obidvoch blokoch kryštalinika je generálne konformná so smermi horninových pruhov, napr. amfibolitov, ktoré boli v predmetamorfnom vývoji pravdepodobne stratiformnými telesami (obr. 2, 3). Nedostatok litologických markerov v mezoštruktúrnych doménach však nedovoľuje definovať presne vzťah bridličnatosti k pôvodnej vrstvovitosti. Najpravdepodobnejšie je podobný ako v iných komplexoch vysokometamorfovaného kryštalinika, teda metamorfná bridličnatosť VS_1 je paralelná s osovými rovinami a ramenami izoklinálnych ležatých makrovrás, a tým vo väčšine domén aj s predmetamorfnými litologickými hranicami.

Povrchový priemet metamorfnej bridličnatosti v severnom bloku sa oblúkovite stáča zo smeru SV - JZ do smeru V - Z (obr.3). Plochy bridličnatosti VS_1 generálne upadajú na JV pod cca 40° uhlom, menej na SZ (na tektonickom styku so sedimentmi hlavného pruhu mladopaleozoického obalu).

V kryštaliniku severného bloku vystupujú úzke pruhy permských sedimentov a vulkanitov neistého postavenia, ktorých priebeh a bridličnatosť sú konformné s bridličnatosťou kryštalinika. Výnimočné postavenie má pruh karbónskych bridlíc na S od Panskej Javoriny, ktorého bridličnatosť (alpínska, AS_1) je na niekoľkých miestach diskordantná so smerom pruhu. Na V od Babej hory (Prostredná dolina) sa tektonicky stýkajú komplexy kryštalinika a mladšieho paleozoika severného bloku s lavicovitými slabo metamorfovanými triasovými vápencami. Aj v tomto prípade je bridličnatosť v kryštaliniku a nepochybne alpínska vrstvová bridličnatosť vo vápencoch paralelná. Lineácie roztiahnutia AL_1 zistené v týchto vápencoch sú horizontálne, paralelné so smerom vrstvovej bridličnatosti vo vápencoch. Podobná situácia je na tektonickom styku kryštalinika severného bloku a obalových mladopaleozoických más na západnom okraji Považského Inovca. Metamorfná bridličnatosť v severnom bloku je v podstate konformná so smerom pruhu mladšieho paleozoika aj so smerom jeho vrstvovej bridličnatosti.

Konformita metamorfnej bridličnatosti kryštalinika severného bloku s vyložene alpínskymi štruktúrami v mezozoických a mladopaleozoických komplexoch dokazuje, že vnútorná stavba v komplexoch kryštalinika je značne alpínsky prepracovaná.

Priebeh metamorfnej bridličnatosti v južnom bloku je zložitejší. Bridličnatosť VS_1 smeru SZ - JV sa mierne ponára na JZ a je konformná so stratiformnými telesami amfibolitov striedajúcimi sa s migmatitizovanými rulami a granitmi v oblasti Panskej Javoriny. Bridličnatosť severojužného smeru upadajúca na obidve strany je typická pre západnú časť južného bloku. V najjužnejšej časti, budovanej najmä pararulami, prevláda bridličnatosť smeru VSV - ZJZ. V južnom bloku sa v širšej miere zachovala pôvodná zostava variskej bridličnatosti VS_1, južný blok je podstatne menej alpínsky prepracovaný ako severný (obr. 3).

Vrásové deformácie

Podľa geometrických kritérií, akými je smer a sklon vrásových osí a vergencia ich osových rovín, sme vyčlenili niekoľko vrásových generácií. Veľkostnú a typovú variabilitu vrásových štruktúr (obr. 4) a nerovnomernosť ich rozšírenia považujeme aj za výsledok heterogenity deformovaného materiálu. Okrem mezoskopických vrás sme na základe geologickej mapy a priebehu foliácií interpretovali aj ohyby makroskopických rozmerov (obr. 3, 5). Ide väčšinou o otvorené vrásy dekametrových rozmerov.

Stavbu územia ovplyvňujú tri regionálne vrásové systémy, prvý s osami generálne smeru V - Z, druhý s oblúkovitým priebehom osí od SSV - JJZ cez SV - JZ až po VSV - ZJZ, tretí naložený s približne osami smeru S - J (obr. 5).

Najvýraznejšiu skupinu tvoria vrásy s osami smeru S - J, ktoré prechádzajú z južného do severného bloku, pričom osové roviny v obidvoch blokoch majú prevažne sklon na V (obr. 5). V južnom bloku sa vrásové osi ponárajú mierne na J, v severnom na S. Morfologicky sú to väčšinou otvorené, asymetrické vrásy, miestami s vyvinutou klivážou osovej roviny. Západovergentné vrásy smeru S - J, ktoré označujeme ako AF_3, sú dominantnými makroskopickými štruktúrami v južnom bloku a poukazujú na značnú intenzitu východozápadného stesnávania.

Vrásy s osami smeru SV - JZ až VSV - ZJZ sú vyvinuté v obidvoch blokoch, ale dominujú v severnom. Osové roviny týchto vrás sa ukláňajú prevažne na JV až na J, ale v sz. časti územia aj na SZ. Morfologicky sú tieto vrásy otvorené až zovreté, paralelné až krokvicovité, zvyčajne symetrické. Sú staršie a označujeme ich AF_2.

Obidva tieto smerové systémy vrás sme pozorovali v kryštaliniku aj v mladopaleozoicko-mezozoických komplexoch hlavne v severnom bloku. Ako relatívne mladšie sa ukazujú vrásy smeru S - J, pretože v niekoľkých prípadoch rotujú ostatné vrásové generácie, prechádzajú neprerušene z južného do severného bloku a najvýraznejšie sa prejavujú v stavbe. Obidve najdôležitejšie vrásové generácie vznikali v alpínskej etape tektogenézy, pretože deformovali aj mladopaleozoické a mezozoické horniny vrátane krížňanského príkrovu.

Alpínske vrásové deformácie, predovšetkým AF_2, sme pozorovali aj v mikromierke v karbónskych bridliciach zaklinených v styčnej zóne obidvoch blokov kryštalinika. Miestami sú v karbónskych pelitoch mikrovrásy s dobre vyvinutou krenulačnou klivážou AS_2 (obr. 6). V mezoskopickom meradle sú vrásy tohto typu miestami pozorovateľné v pruhu permských sedimentov vystupujúcich v severnom bloku kryštalinika (obr. 4).

Za relatívne najstaršiu vrásovú generáciu možno pokladať vrásy s osami smeru VSV - ZJZ, resp. V - Z, vyskytujúce sa najmä vo východnej časti južného bloku (obr. 5). Morfologicky sú šikmé asymetrické až ležaté izoklinálne. Smerovo sú blízke vrásam AF_2 smeru SV - JZ, ale sú späté s progresívnou regionálnou metamorfózou, a teda sú predalpínske. Predbežne ich označujeme VF_1.

Zlomové štruktúry

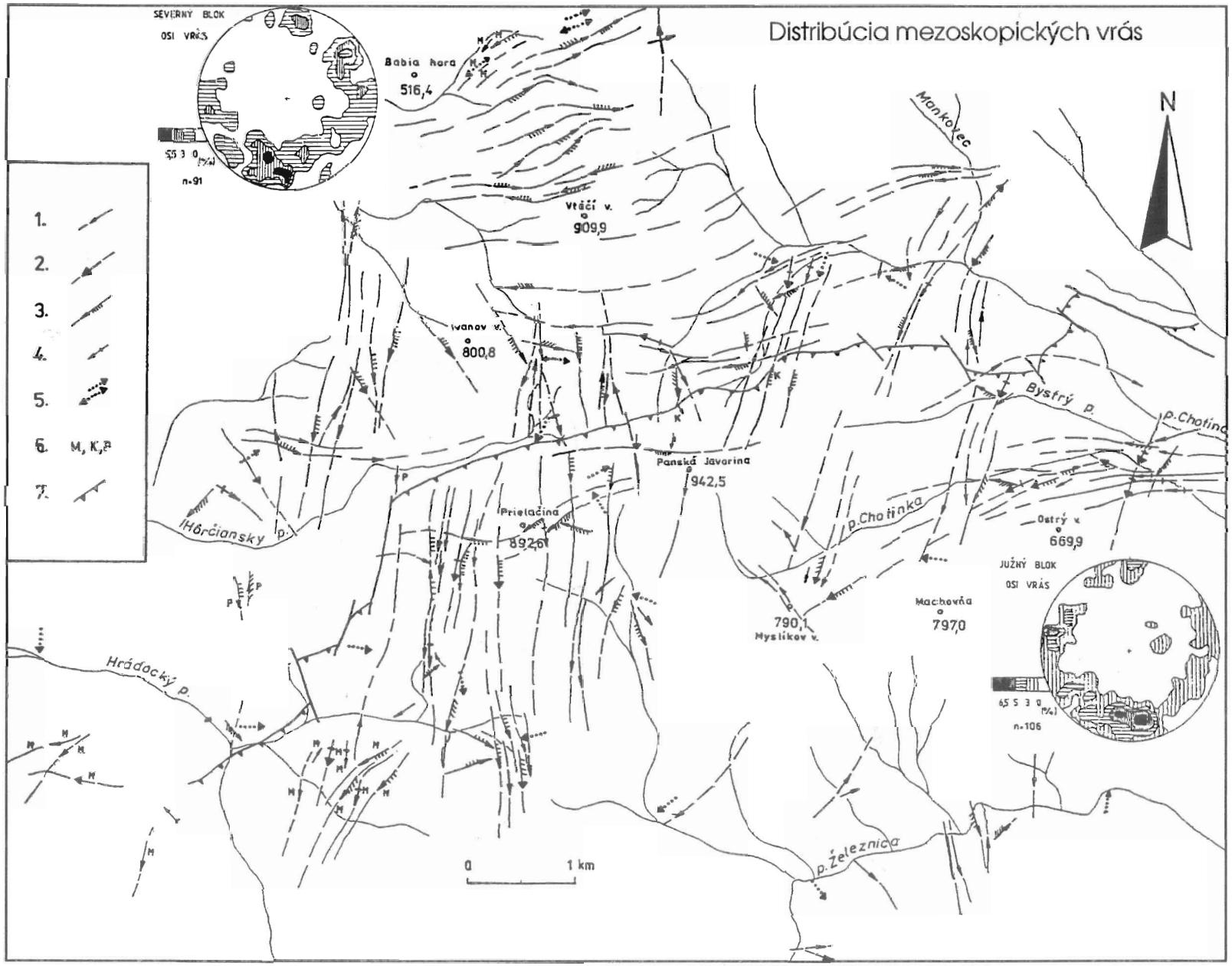
Všetky zmapované zlomy považujeme za mladé alpínske deformácie. Ich priebeh okrem posúvania geologických hraníc indikuje aj ohýbanie metamorfnej bridličnatosti v ich blízkosti. Tvoria dve skupiny, a to pozdĺžne násuny, resp. prešmyky mierne uklonené na J, a priečne strmé poruchy, ktoré násuny segmentujú.

Pozdĺžne poruchy podstatne ovplyvňujú dnešnú geologickú stavbu, rozčleňujú sa do niekoľkých šupín (obr. 2, 7). Najvýznamnejšou poruchou je hrádocko-zlatnícky násun, ktorý sme interpretovali vnútri rovnomennej mylonitovej a fylonitovej zóny. Smery prešmykov, resp. násunov v kryštaliniku sa menia zo smeru V - Z vo východnej časti územia (dolina Železnica) cez smer VSV - ZJZ (hrádocko-zlatnícky násun) a SV - JZ do smeru SSV - JJZ na západnom okraji územia. V severnom bloku na týchto pozdĺžnych poruchách vystupujú šupiny mladopaleozoických až triasových, reliktne aj vrchnokriedových sedimentov v oblasti Babej hory. Výplň násunov dokazuje alpínsky vek zmapovaných násunových štruktúr.

V zóne styku severného a južného bloku sme pozorovali tektonické zrkadlá so striáciami indikujúcimi pohyb v smere SV - JZ, teda paralelnom s hrádocko-zlatníckou násunovou zónou. Predpokladáme, že sa obidva bloky násunov zblížili v podmienkach duktilnej až krehkoduktilnej deformácie a že tektonické zrkadlá zaznamenávajú mladšie translačné, resp. rotačné pohyby v podmienkach pripovrchovej krehkej deformácie. Smerne posuvný charakter hrádocko-zlatníckej stykovej zóny miestami naznačuje aj kosý priebeh bridličnatosti karbónskych sedimentov voči generálnemu trendu karbónskeho pruhu vystupujúceho v násunovej zóne. Ale z makroskopických krehkých štruktúr sa zmysel strihu v hrádocko-zlatníckej strižnej zóne nedal zistiť. Putiš (1991a) uvádza duktilné asymetrické štruktúry v alpínskych mylonitoch a modely c-osí kremeňa v nich, ktoré poukazujú na sinistrálny pohyb.

Štruktúry a postavenie mezozoických komplexov

Pruh mezozoických hornín vystupujúcich v závere Prostrednej doliny tvorí južný koniec štruktúry, ktorá sa označuje ako selecká synklinála (Maheľ, 1986), ale


Distribúcia mezoskopických vrás
SEVERNÝ BLOK
OSI VRÁS
n=91
JUŽNÝ BLOK
OSI VRÁS
n=106
N
1.
2.
3.
4.
5.
6. M, K, P
7.
Babia hora
516,4
Vtáčí v.
909,9
Ivanov v.
800,8
Panská Javorina
942,5
Prielačina
892,6
Mankovec
Bystrý p.
p.Chotín
p.Chotínka
Ostrý v.
669,9
Machovňa
797,0
790,1
Myslíkov v.
Hôrčiansky p.
Hrádocký p.
p.Železnica
0
1 km

◀ Obr. 5. Distribúcia mezoskopických vrás. 1 - smer sklonu osí cm vrás,2 - smer osí dm vrás, 3 - osi vrás s vyjarením smeru sklonu osovej roviny (v smere zúbkov), 4 - osi ležatých vrás, 5 - smer a sklon minerálnych lineácií, 6 - označenie osí vrás v horninách permu, karbónu a mezozoika, ostatné osi sa merali v kryštaliniku, 7 - hrádocko-zlatnícky násun.

Fig. 5. Distribution of mesoscopic folds. 1 - plunge of cm-scale fold axes, 2 - plunge of dm-m scale folds, 3 - fold axes with axial plane dips (teeth), 4 - axes of recumbent folds, 5 - plunge of mineral lineation, 6 - folds measured in Permian, Carboniferous and Mesozoic rocks, the rest of fold axes is measured in crystalline rocks, 7 - Hrádok-Zlatníky overthrust.

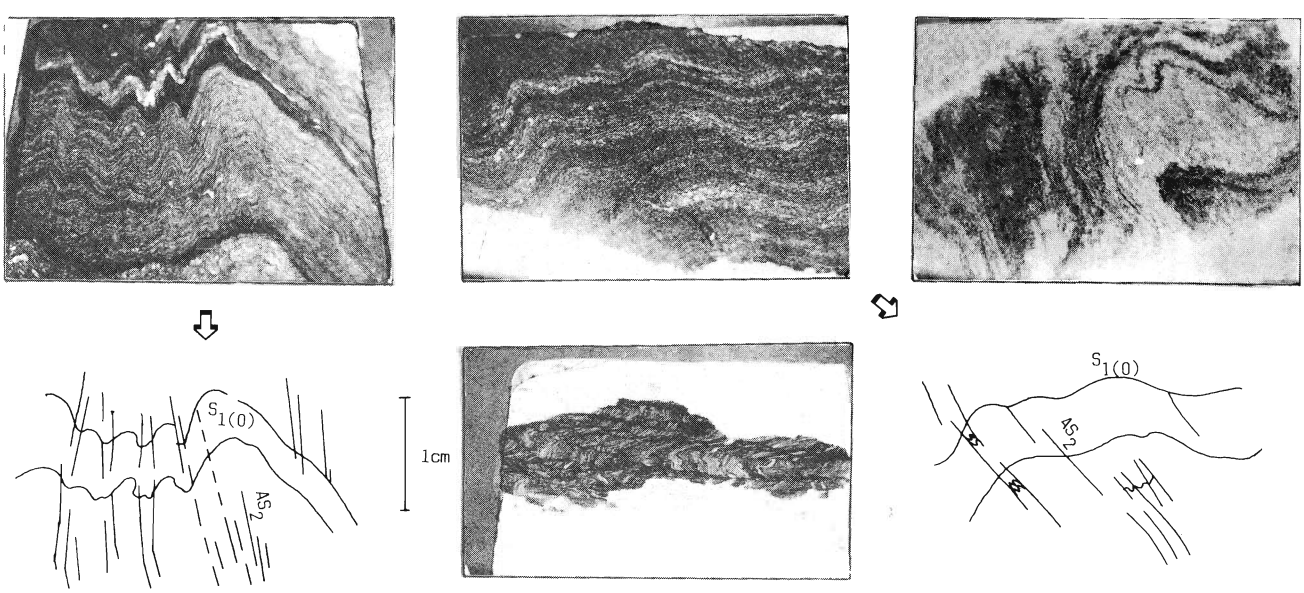
všetko svedčí o tom, že štruktúra nie je synklinálna, lež antiklinálna (obr. 7). Jej jadro budujú komplexy strednotriasových karbonátov, najmä svetlé doskovité vápence (150-200 m), pripomínajúce skôr vysocké vápence ako litotypy známe z tatrika. V ich tektonickom nadloží pozdĺž jv. krídla antiformy, ale v samostatných úzkych šupinách vystupujú flyšové sedimenty s telesami mixtitových brekcií nesúcich olistolity rôznych hornín, najmä červených piesčito-krinoidových vápencov (lias - humienecká sukcesia), svorov a pestrých sedimentov permu, derivovaných evidentne z tatrických komplexov severného Inovca. Tieto flyšové až vildflyšové súbory pokladáme na základe analógie so severnejšími oblasťami za senónske a zaraďujeme ich do belickej sukcesie váhika (Soták et al., in press).

Za vlastný sedimentárny pokryv tatrického fundamentu severného bloku na skúmanom území (humienecká sukcesia) okrem mladopaleozoických súvrství pokladáme len dve malé šupiny triasových vápencov a dolomitov vystupujúce v nadloží permských (resp. permoskýtskych?) arkózových pieskovcov na južných svahoch Stanovej doliny pod Prielačinou a na južných svahoch Hôrčanskej doliny pri hájovni Helbuš (obr. 2).

Rôzne členy krížňanskej jednotky prekrývajú na južných svahoch Hrádockej doliny priamo kryštalinický fundament, resp. mladopaleozoické komplexy a len v oblasti južného bloku sa v ich podloží objavuje obalová inovecká sukcesia (obr. 2, 7).

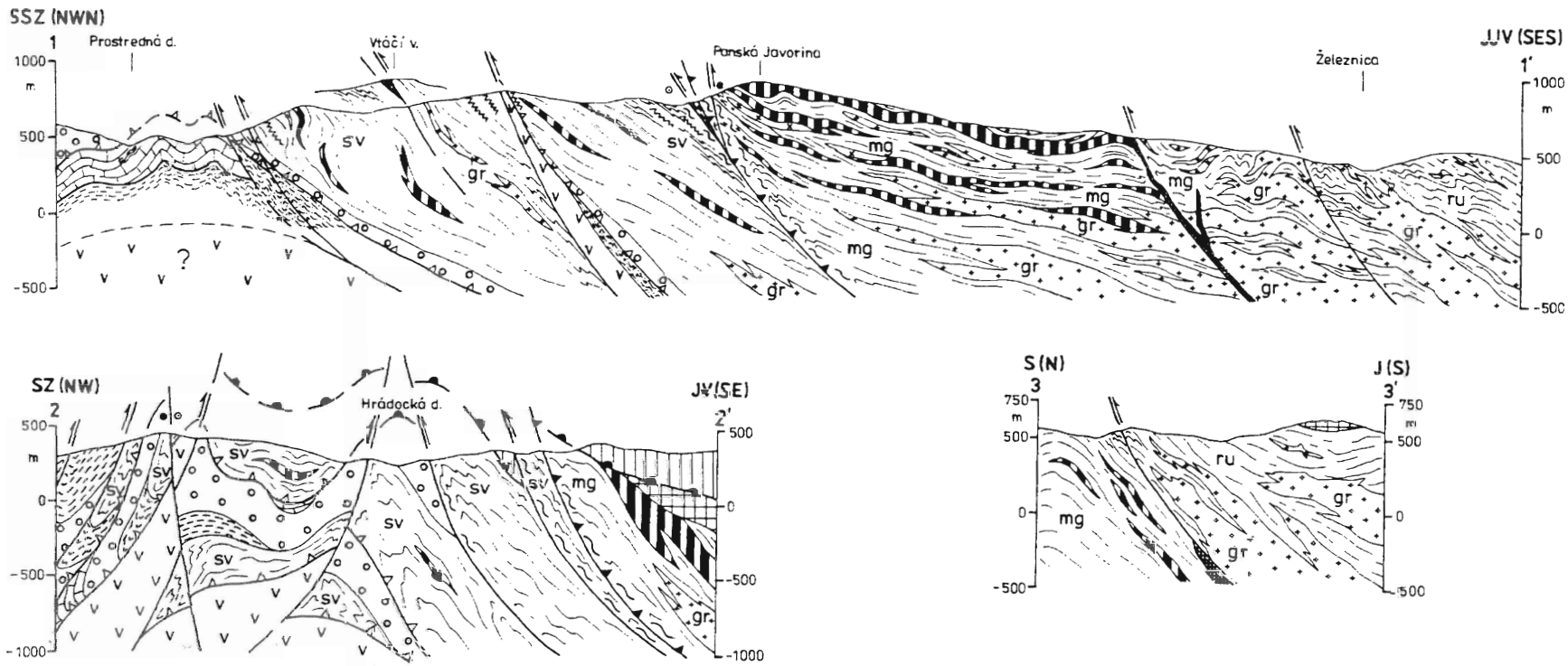
V štruktúrnom inventári mezozoických hornín sú deformačné elementy, ktoré možno zaradiť do dvoch alpínskych deformačných štádií, a to AD_1 a AD_2. Paragenéza AD_1 zahŕňa foliáciu AS_1, lineáciu roztiahnutia AL_1 a vzácne aj tokové vrásy AF_1. Foliáciu AS_1 možno označiť ako nízkometamorfnú bridličnatosť s fenoménmi tlakového rozpúšťania, pričom vo vápencových horninách má v exponovaných strižných doménach často charakter tokovej laminácie, kým v klastikách zasa mylonitickej, resp. kataklastickej kliváže. Je iba zriedka penetračná v mezoskopickom meradle a v pozorovaných prípadoch je paralelná s pôvodnou vrstvovitosťou S_0, a tak tvorí súborné plochy AS_{01}. Lineácia roztiahnutia AL_1 sa spozorovala len vzácne v semiduktilných strižných zónach podobne ako zovreté až izoklinálne cm - dm vrásy AF_1.

Z makroskopickej zostavy plôch AS_1 vyplýva, že sú celkove subparalelné s litologickými aj štruktúrnymi hranicami horninových komplexov. Po odrátaní vplyvu naložených deformácií štádia AD_2 je pravdepodobné, že tieto hranice boli v závere AD_1 generálne subhorizontálne. Relikty makrostavby AD_1 v doménach menej ovplyvnených mladšími deformáciami na takúto subhorizontálnu stavbu poukazujú, ale horninové komplexy (belická sukcesia, strednotriasové karbonáty, kálnická skupina, kryštalinický fundament) v nej vystupujú v prevrátenom slede. Z regionálneho hľadiska to indikuje ich pozíciu v spodnom ramene veľkorozmerovej ležatej vrásy.



Obr. 6. Mikrovrásy AF_2 s krenulačnou klivážou AS_2 v šupine karbónskych bridlíc vystupujúcich v hrádocko-zlatníckej násunovej zóne.

Fig. 6. Microfolds with crenulation cleavage in Carboniferous shales incorporated into the Hrádok-Zlatníky thrust zone.



Obr. 7. Geologické rezy. Vysvetlivky ako pri obr. 2. Naznačená je pozícia metamorfnej foliácie v kryštalických bridliciach.

Fig. 7. Geological cross sections. Explanations see Fig. 2. The position of metamorphic foliation in crystalline schists is outlined.

Aj mezoskopická štruktúrna paragenéza deformačného štádia AD_2 je v danej oblasti pomerne chudobná. Foliácia AS_2 je vyvinutá len lokálne a jej charakter silne závisí od horninového média. Mezopenetračné typy zónovej a diskrétnej krenulačnej kliváže sú iba v pelitických súvrstviach, najmä vo vrchnokriedovom flyšovom, ale aj v bridliciach kálnickej skupiny a v bridličnatých mylonitoch predalpínskeho fundamentu. V karbonátových komplexoch má charakter širokomedzerovej puklinovej kliváže. Tu je klivá AS_2 buď stylolitická, alebo má čiastočne strižný charakter. V pozorovaných prípadoch je klivážou osovej roviny vrás AF_2.

Morfológia mezoskopických vrás AF_2 tiež závisí od reologických vlastností horninového prostredia (obr. 4). V pelitických horninách sú vrásy AF_2 úzko späté so vznikom krenulačnej kliváže AS_2, sú zvyčajne asymetrické (prevažne severovergentné), s ostrými zámkami a priamymi ramenami (krokvicovité). V doskovitých karbonátoch sú to vrásy ohybového sklzu, a to paralelné alebo len mierne modifikované, často však s polygonálnymi zámkami. Spoločným znakom vrás AF_2 je, že ich osová rovina zviera s foliáciou AS_1 tupý uhol a že frekvencia ich výskytu spolu s klivážou AS_2 nápadne stúpa v blízkosti prešmykových zón rozčleňujúcich severný blok do viacerých šupín.

Makroskopickým záznamom deformačného štádia AD_2 sú prešmykové štruktúry, ktoré sú najmä v severnom bloku veľmi početné. Na mape sú prešmyky indikované pruhmi a šošovkami mladopaleozoických, vzácne aj mezozoických hornín uprostred komplexov kryštalinika, ktoré sú v blízkosti prešmykov často mylonitizované a fylonitizované (obr. 2, 7). Z analýzy makroštruktúr AD_1 vyplýva, že mladopaleozoicko-mezozoické komplexy (okrem krížňanského príkrovu) v severnom bloku vystupujú v inverznej pozícii v spodnom ramene rozsiahlej ležatej vrásy. Preto ani horniny pokryvu nemožno pokladať za "zavrásnené" zvrchu, ale naopak za vytrhnuté z podložia fundamentu (obr. 7). Na južnom svahu Hrádockej doliny patria do prešmykovej stavby aj horniny krížňanského príkrovu, najmä neokómske vápence (hrebeň medzi Hôrčanskou a Hrádockou dolinou, obr. 2, 7). Krížňanský príkrov tu však bezprostredne prekrýva fundament severného bloku a obalové tatrické mezozoické súvrstvia tu úplne chýbajú, čo možno najjednoduchšie vysvetliť ich eróziou pred presunom krížňanskej jednotky. Celkove sa teda zdá, že krížňanský príkrov tu bol presunutý do aktívne deformovanej a erodovanej oblasti a jeho spodné členy boli čiastočne zahrnuté do prešmykových štruktúr pred skončením ich kinematickej aktivity.

Záver

Terénny výskum v strednej časti Považského Inovca priniesol viaceré nové a potvrdil niektoré staršie poznatky a predstavy o štruktúrnom vývoji a priestorových vzťahoch horninových komplexov. Možno ich zhrnúť do nasledujúcich bodov:

- Komplexy kryštalinika severného a južného bloku sa odlišujú horninovou náplňou (monotónne svorové súbory v severnom bloku, pestré rulovo-migmatitovo-amfibolitové kryštalinikum s granitoidmi v južnom) a metamorfným vývojom (regionálna diaftoréza v severnom bloku) a sčasti aj štruktúrnym inventárom (prevaha alpínskych štruktúr v severnom a naopak variských v južnom bloku).

- Styčná plocha obidvoch celkov - hrádocko-zlatnícky násun - sa javí ako polydeformačná štruktúra založená zrejme ešte vo variskej epoche a v alpínskej rejuvenizovaná ako severovergentný šikmý prešmyk, ktorý je však len jedným zo sústavy takýchto prešmykov vyvinutých hlavne v severnom bloku. Jeho geologická výraznosť je podmienená práve kontrastnosťou horninových komplexov po jeho obidvoch stranách.

- Konformita alpínskych štruktúr s reliktmi predalpínskych dosiahla v severnom bloku značný stupeň a možno hovoriť o makroskopicky penetračnom alpínskom prepracovaní severného bloku, čo indikuje jeho nižšiu štruktúrnu pozíciu počas alpínskeho skracovania a značný stupeň stesnávania horninových komplexov.

- Komplexy predalpínskeho kryštalinika a mladopaleozoicko-mezozoického pokryvu severného bloku sú v kompletne alochtónnej pozícii nad mezozoickými oceánskymi horninami belickej jednotky váhika, preto aj jeho označenie príkrov Železníka (Maheľ, 1986) je opodstatnené.

- Obalové mladopaleozoické a mezozoické súvrstvia severného bloku vystupujú pozdĺž prešmykov v obrátenej pozícii, čo pokladáme za prejav staršej fázy nasúvania s tvorbou veľkých ležatých vrás, kým prešmyky ako naložené, "out-of-sequence thrust" štruktúry exhumovali obalové komlexy spodných prevrátených ramien ležatých vrás nasúvaného čela tatrika spolu s podložnými váhickými elementmi.

Na záver konštatujeme, že severný blok Považského Inovca reprezentuje severný okraj tatrika na jeho styku s externejšími jednotkami, a jeho odokrytie vo vysoko vyzdvihnutom inoveckom hráste je v rámci Západných Karpát unikátom a umožňuje nám nahliadnuť do ešte hlbších štruktúrnych úrovní severného tatrika, ako je to napr. v Malých Karpatoch (cf. Plašienka et al., 1991). V strednej časti vrchov sa tento vyzdvihnutý blok tektonicky stýka s kryhou fundamentu a mezozoického obalu v "normálnom" tatrickom vývoji, ktorá už predstavuje dorzálnu časť tatrického systému jednotiek fundamentu podobne ako vo väčšine ostatných jadrových vrchov.

Poďakovanie. Na terénnych prácach v rokoch 1986 - 1992 sa zúčastnil aj RNDr. B. Klukan, RNDr. V. Janták, RNDr. R. Král a RNDr. A. Hacura. Úroveň práce značne zlepšili rady a pripomienky RNDr. M. Putiša, CSc., a odporúčania recenzenta doc. RNDr. S. Jacka, CSc., za čo im touto cestou ďakujeme. Konečná verzia mapy je výsledkom riešenia grantovej úlohy 2/999125. Za finančnú podporu ďakujeme Grantovej agentúre pre vedu.

Literatúra

Čorná, O. & Kamenický, L. 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikums der Westkarpaten auf Grund der Palynologie. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 27, 117 - 132.*

Hovorka, D. & Spišiak, J. 1990: Litostratigrafické členenie produktov mezozoického vulkanizmu Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr., 91, 75 - 89.*

Kamenický, J. 1956: Správa o geologickom mapovaní a výskume severnej časti kryštalinika Považského Inovca. *Geol. Práce, Zpr., 8, 110 - 124.*

Korikovsky, S.P. & Putiš, M. 1986: Metamorfičeskaja zonaľnosť i diaftorez v kristallinikume Považskogo Inovca. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 115 - 136.*

Krist, E., Korikovsky, S.P., Putiš, M., Janák, M. & Faryad, S.W. 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathian crystalline complexes. *Univ. Comen., Bratislava, 360.*

Leško, B., Šútora, A. & Putiš, M. 1988: Geology of the Považský Inovec horst based on geophysical investigation. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 195 - 216.*

Maheľ, M., Kamenický, J., Fusán, O. & Matějka, A. 1967: Regionální geologie ČSSR. II. Západní Karpaty, 1. *Academia, Praha, 495.*

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

Plašienka, D., Michalík, J., Gross, P. & Putiš, M. 1991: Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. - an overview. *Geol. carpath., 42, 195 - 208.*

Putiš, M. 1980: Succession of tectonic structures in the crystalline and envelope Paleozoic of the Považský Inovec Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 619 - 625.*

Putiš, M. 1981: Geologicko-tektonické pomery predtriasových útvarov Považského Inovca a kryštalinika Kráľovej hole. *Manuskript - archív GÚ SAV Bratislava, 187.*

Putiš, M. 1982: Bemerkungen zu dem Kristallin in dem Bereich des Považský Inovec, Suchý und Kráľova hoľa. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 191 - 196.*

Putiš, M. 1983: Outline of geological-structural development of the crystalline complex and envelope Palaeozoic of the Považský Inovec Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 457 - 482.*

Putiš, M. 1986: Príspevok k poznaniu mladšieho paleozoika Považského Inovca. *Geol. Práce, Spr., 84, 65 - 83.*

Putiš, M. 1991a: Geology and petrotectonics of some shear zones in the West Carpathian crystalline complexes. *Mineralia slov., 23, 459 - 473.*

Putiš, M. 1991b: Tectonic styles and Late Variscan-Alpine evolution of the Tatric-Veporic crystalline basement in the Western Carpathians. *Zbl. Geol. Paläont., (Stuttgart), T. 1, 181 - 204.*

Putiš, M. 1992: Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathian crystalline basement. *Geol. carpath., 43, 369 - 380.*

Soták, J., Plašienka, D., Uher, P. & Spišiak, J. 1993: Alterované neptunické dajky v bázických vulkanitoch Považského Inovca. *Mineralia slov. (v tlači).*

Štimmel, I., Novotný, L. a Mihál', F. 1984: Záverečná správa o geologicko-prieskumných prácach v oblasti Považského Inovca. *Manuskript - Geofond Bratislava, 220.*

Geological structure of the middle part of the Považský Inovec Mts. (Western Carpathians)

The Považský Inovec Mts. is one of typical "core mountains" of the Central Western Carpathians. It forms a N-S elongated Neogene horst structure of western Slovakia (Fig. 1). The northern part of the horst is built up mostly by pre-Alpine crystalline basement and Late Paleozoic - Mesozoic (subordinate) cover of the Tatric superunit. In its southern part, large areas are covered by paleo-Alpine (Cretaceous) superficial nappes composed mainly of Mesozoic rocks (Krížna, Choč and higher nappes). In the central part of the mountains, the Hrádok-Zlatníky thrust zone brings in juxtaposition two distinct Tatric basement units, which differ in their Variscan, as well as Alpine evolution.

The northern, i.e. lower unit predominantly consists of monotonous basement crystalline schists (mica-schists to gneisses) with small amphibolite bodies, exceptionally thick Upper Carboniferous, Permian and Scythian sedimentary cover (detritic sediments of deltaic and continental-lagoonal enviroments) and scarsely preserved Mesozoic carbonates (Fig. 2). In the studied area, cover sediments crop out along reverse faults inside the basement complexes, along with tiny slices of Upper Cretaceous flysch sediments (Belice unit), which are of special importance. We attribute the Belice unit to the Vahic (South Penninic) superunit underlying the Tatricum in the northern part of the Považský Inovec Mts. Complex of low-grade metamorphosed basalts, tuffs and silicites (considered as Permian until now) may represent slivers of Vahic oceanic crust, penetrating overlying Tatric sialic basement along listric reverse faults and thrusts (Fig. 7).

The southern unit is built of huge masses of varied crystalline basement (paragneisses, migmatites, large bodies of amphibolites, hybrid and pegmatitic granites) and complete Mesozoic cover succession, the Late Paleozoic rocks are totally missing. Demarcating line, the Hrádok-Zlatníky thrust zone is marked by extensive mylonitization and phylonitization of basement rocks and by involvement of Late Paleozoic cover rocks into thrust zone (Figs. 2, 6, 7).

Regional structural study concentrated to the trends of metamorphic foliation in crystalline basement and that of sedimentary origin in cover rocks, geometry of mesoscopic fold structures and fault kinematics, revealed pervasive Alpine overprint in the northern unit expressed by parallelism of the Variscan schistosity to principal Alpine structural trends (Fig. 3). Folds in the northern unit basement (Figs. 4, 5) are either exclusively Alpine, or strongly modified and transposed by Alpine deformation, since their axes are generally parallel to fold axes in cover complexes.

The southern, i.e. higher unit shows less Alpine overprint, Variscan trends of schistisity and folds are largely preserved. This indicates higher structural position during the Alpine shortening compared to northern unit. A set of E-W trending pre-Alpine folds was distinguished in the eastern part, together with NEN-SWS to ENE-WSW principal Alpine folds AF_2, which are less pronounced than in the northern unit, and N-S folds AF_3 crossing the Hrádok-Zlatníky thrust zone (Figs. 4, 5).

The Hrádok-Zlatníky fault appears to be a polydeformational structure, for which a Variscan function as a south-vergent basement nappe overthrust of the southern (Tatra) above the northern (Hron) unit was inferred (Putiš, 1992). During the paleo-Alpine (Late Cretaceous) shortening its inversion to an oblique north-vergent thrust occured in the rear part of the northern unit thrusted over the South Penninic elements. Large-scale recumbent folds originated during this first Alpine deformation stage AD_1 and were later truncated by out-of-sequence thrusts AD_2 tearing up cover complexes of inverted lower limbs of recumbent Tatric folds along with subautochthonous Penninic elements (Belice unit). Thrusting was coeval with uplift and erosion of dorsal parts of the northern unit, over which the Krížna superficial nappe glided during the latest Cretaceous, and was partly affected by basement reverse faulting as well (Fig. 7).

Mineralia slovaca, 25 (1993), 23 - 28

Tonalit typu Sihla sensu lato: variský plagioklasovo-biotitický magmatit I-typu v Západných Karpatoch

IGOR BROSKA a IGOR PETRÍK

Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava

(Doručené 17.11.1992, revidovaná verzia doručená 13.1.1993)

Tonalite of the Sihla type s.l.: a Variscan plagioclase-biotite I-type magmatite in the Western Carpathians

Detailed geochemical, petrological and geochronological studies performed in last years revealed a striking similarity among the granitoid occurrences in several Western Carpathian core mountains (Tríbeč, Malé Karpaty - Modra massif, Čierna Hora, parts of the Malá Fatra, Nízke Tatry, and Tatry Mts.) on the one hand and in the Sihla type, defined by Zoubek (1936), on the other hand. These similarities comprise tonalitic, I-type geochemistry, petrological and mineralogical features (oxidation conditions of crystallization, allanite-type of REE mineralogy), the presence of mafic magmatic enclaves, and age (300-320 Ma according to zircon datings). Based on these similarities the authors propose a common designation (the Sihla type in a broad sence, sensu lato) and a common origin for the discussed granitoids. The genetical interpretation includes the role of basic (mantle?) magmas underplated at the base of crust which could have caused melting of crustal materials to give rise to Sihla type s.l. tonalitic magmas.

Úvod

Variské granitoidné horniny vystupujú v Centrálnych Západných Karpatoch na ploche asi 12 %. Ich súčasná pozícia je výsledkom mezozoickej tektonickej evolúcie, ako aj neogénnych presunov (Plašienka, 1991). Staršie úsilie vzájomne korelovať granitoidné horniny vychádzalo hlavne z regionálneho, v menšej miere petrologického princípu, ale niekedy aj z geofyzikálnych údajov. Napríklad L. Kamenický (1982) na základe regionálneho princípu spájal granitoidy do západoslovenského, stredoslovenského, severoslovenského a veporického masívu ale neskoršie detailné mineralogické, petrologické a geofyzikálne práce reálnosť takéhoto členenia nepotvrdili (Hovorka a Petrík, 1992).

Cieľom tejto práce je charakterizovať sihliansky granitoidný typ, korelovať ho s ostatnými granitoidmi Západných Karpát a na tomto základe poukázať na možné analógy sihlianskych granitov v iných morfotektonických jednotkách a vysloviť sa k ich petrogenéze.

Granitoidy typu Sihla vo veporiku

Granit (s. l.) typu Sihla opísal Zoubek (1936) z Kamenistej doliny na J od Podbrezovej medzi Klementkou a Sihlou na východnom úpätí chrbta Sihlička. V pôvodnom opise išlo o bázickú melanokratnú strednozrnnú biotitickú "žulu" bez K-živca so silne premeneným plagioklasom, ako aj biotitom a až niekoľkomilimetrovými titanitmi, ktoré sa pokladali za produkt syntektonickej až posttektonickej rekryštalizácie. Premenu plagioklasu podľa Zoubka l.c. sprevádzal vznik hojného muskovitu (sericitu) a jemne zrnitého minerálu epidotovej-klinozoisitovej skupiny, časť bola albitizovaná. V nepremenených častiach plagioklasu sa namerala bazicita živcov okolo 31% An. Konštatovalo sa, že biotit je čiastočne chloritizovaný a epidotizovaný. Opis doplnila chemická analýza, pričom Zoubek (l.c.) konštatoval, že sa sihliansky typ granitoidov chemickým zložením podobá nízkotatranskému ďumbierskemu typu.

Petrografická charakteristika. Podľa v súčasnosti používanej Streckeisenovej klasifikácie (1973) možno sihliansky typ granitoidov na typovej lokalite označiť ako biotitický tonalit až granodiorit. Hornina má hypidiomorfnú, príp. slabo porfyrickú štruktúru vďaka prítomnosti plagioklasových vyrastlíc (do 1 cm). Plagioklas má v merateľných častiach bazicitu An 30-35. K-živec, pokiaľ je prítomný, je pertitický a má intersticiálny charakter. Kremeň je silne tlakovo postihnutý až mozaikovitý. Primárne magmatický biotit v sihlianskom type bol zrejme bohatší na TiO_2. Svedčia o tom retiazky sekundárneho titanitu na styku lupeňov biotitu. Biotit analyzovaný na elektrónovom mikroanalyzátore obsahuje okolo 1,5 - 2,0 hm. % TiO_2 (Fejdi a Fejdiová, 1981; Bibikova et al., 1990). Naproti tomu biotitové koncentráty obsahujú 2 - 2,35 hm. % TiO_2 (Petrík, 1980), čo zrejme spôsobuje aj prítomnosť sekundárnych titanitov v koncentráte. Vyšší obsah TiO_2 považujeme za bližší pôvodnému. Charakteristická je nízka železitosť biotitu ($Fe_{tot}/(Fe_{tot} + Mg)$= 0,48 - 0,52, l.c.), čo je v súlade s prítomnosťou magnetitu a indikuje oxidačný režim v magme počas kryštalizácie.

Intenzívna subsolidová premena tonalitu spôsobená fluidami uvoľnenými v závere kryštalizácie vytvorila novú paragenézu: nižšie titánový biotit, muskovit, chlorit, epidot, sericit, albit, leukoxén, ako aj časť titanitu. Napriek tomu je

podstatná časť idiomorfného titanitu pravdepodobne primárneho pôvodu. Svedčia o tom javy resorpcie titanitu plagioklasom, ako aj sekundárne premeny titanitu na oxidy Fe a Ti.

Akcesorické minerály v sihlianskom type granitu. Kvantitatívne, ale i kvalitatívne majú sihlianske granitoidy charakteristickú paragenézu akcesorických minerálov s dominantným postavením titanitu, magnetitu a allanitu (Hovorka, 1960; Hovorka a Hvožďara, 1965; Hvožďara a Határ, 1978 a i.). Charakteristické kryštály titanitov ukazujú vo výbruse kompletnú škálu idiomorfie: od idiomorfných obálkovitých rezov po alotriomorfné (xenoblastické) až dendritické útvary. Allanit býva idiomorfný s častými lemami epidotu. Z ďalších minerálov v paragenéze treba uviesť pomerne hojný zirkón, apatit a goethitizovaný pyrit (Hovorka a Hvožďara, 1965; Chovan a Határ, 1978). Typologicky má zirkón prevahu vyšších S subtypov (S_{12}, S_{13}, S_{16} - v zmysle Pupina, 1980), čo indikuje jeho genézu v relatívne vyššieteplotných podmienkach voči ostatným typom granitoidov vo veporiku (Határ a Greguš, 1989).

Prítomnosť magnetitu korešponduje s horečnatým biotitom a umožňuje predpokladať oxidačný režim v pôvodných taveninách (Ishihara, 1977). Zvýšenú fugacitu kyslíka indikuje aj prítomnosť titanitu (Wones, 1989; Sial a Ferreira, 1988), ale i allanit s vyšším podielom trojvalentného železa (cca 50 % z celkového obsahu Fe). Hypomorfný až idiomorfný allanit so zložitou vnútornou štruktúrou býva na okrajoch takmer vždy obrastaný epidotom, pravdepodobne v dôsledku vyčerpani prvkov vzácnych zemín v záverečných štádiach kryštalizácie taveniny.

Geochemická charakteristika sihlianskych granitoidov. Obsah hlavných aj stopových prvkov charakterizuje sihlianske granitoidy ako relatívne bázické (tab. 1). Sihlianske tonality v porovnaní s okolitým veporským typom granitov alebo väčšiny tatrických granitov majú obsah SiO_2 65 - 72 hm.% (Krist, 1979) a zvýšený obsah CaO, Al_2O_3, P_2O_5, MgO, TiO_2 a FeO_{tot} (tab. 1). Pomer Na_2O/K_2O je 1,5 - 2,5, A/CNK (mol. $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$) = 1 - 1,1. Tento pomer považujeme za zvýšený v dôsledku intenzívnej subsolidovej premeny (saussuritizácie). V porovnaní s kyslejším veporským typom (Krist, 1979) má tonalit typu Sihla zvýšený obsah Sr, Ba, Zr, Cr, Ni a V (tab. 1). Primárne chemické zloženie sihlianskych granitoidov poukazuje na ich blízkosť k I-typu v zmysle klasifikácie Chappella a Whita (1974). Pearceov et al. (1984) diskriminačný diagram ich zaraďuje k VAG granitoidom (granitoidy vulkanických oblúkov), čo potvrdzuje ich príslušnosť k I-typu.

TAB. 1

Reprezentatívne analýzy petrogénnych (v hmot. %) a stopových prvkov (v ppm) granitoidov sihlianskeho typu s. l.

Representative analyses of petrogenic (in weight %) and trace elements (ppm) of the Sihla type s.l. granitoids.

Vrchy	Vepor.	Č. Hora	M. K.	Tríbeč	N. T.	M. Fatra
Typ	Sihla		Modra		Praš.	
Vzorka	ZK-28	ZK-12	ZK-5	ZK-1	ZK-25	ZK-37
SiO_2	65,81	63,71	66,83	62,60	66,91	67,35
TiO_2	0,87	1,03	0,66	0,82	0,76	0,57
Al_2O_3	15,71	15,07	14,70	14,89	15,29	16,00
Fe_2O_3	2,13	4,82	3,27	4,45	1,55	0,77
FeO	2,09	1,48	1,78	2,66	2,36	2,90
MnO	0,07	0,07	0,09	0,12	0,09	0,08
CaO	3,75	3,59	2,68	3,73	3,31	3,37
Na_2O	4,06	4,25	4,46	4,36	3,92	4,84
K_2O	2,61	2,50	2,84	2,56	3,04	1,65
H_2O^+	0,96	1,46	1,38	1,60	1,05	0,91
H_2O^-	0,04	0,12	0,09	0,07	0,07	0,08
P_2O_5	0,25	0,39	0,20	0,33	0,11	0,21
Suma	99,96	100,40	100,45	100,29	99,97	99,84
Ba	1290,00	1820,00	1150,00	910,00	720,00	670,00
Rb	67,00	55,00	68,00	44,00	75,00	36,00
Sr	755,00	790,00	575,00	835,00	605,00	580,00
Zr	182,00	330,00	170,00	234,00	112,00	186,00
Sc	8,60	10,00	6,20	13,70	8,70	7,80
Cr	22,00	22,40	37,00	31,00	18,00	10,40
Ni	7,80	11,00	1,20	8,30	4,90	2,20
V	74,00	89,00	72,00	101,00	40,00	47,00
U	0,46	-	1,05	2,90	2,95	2,10
Th	8,40	-	8,80	9,10	9,40	14,00
Ta	0,89	-	0,36	1,15	1,15	0,43
Hf	7,40	-	4,60	6,80	6,10	7,30
La	48,50	-	31,00	46,00	35,00	38,00
Ce	110,00	-	67,00	109,00	78,00	86,00
Nd	50,50	-	39,00	48,50	38,50	52,00
Sm	7,70	-	4,90	8,40	5,40	6,80
Eu	1,95	-	1,35	2,05	1,30	1,50
Tb	0,70	-	0,42	0,71	0,46	0,33
Yb	1,90	-	0,78	1,45	0,97	0,77
Lu	0,44	-	0,16	0,32	0,18	0,15

Vepor - Slovenské rudohorie, západ, N. T. - Nízke Tatry, M. K. - Malé Karpaty. Petrogénne prvky stanovené gravimetricky (analytik Walzel), prvky Ba až V stanovené spektrochemickou analýzou (analytička Beličková), ostatné metódou INAA (analytik Kotas).

Magmatické enklávy v sihlianskych granitoidoch

V biotitických tonalitoch lokality Hriňová, Sihla a Tlstý javor sa identifikovali jemnozrnné magmatické enklávy bochníkovitého tvaru (Broska a Petrík, 1993). Enklávy sú charakteristické tonalitickým zložením s podstatne nižším obsahom kremeňa a podstatne vyššou koncentráciou prvkov skupiny železa (Ni, Cr a V), čo spolu s ďalšími charakteristikami svedčí o ich hlbinnom (spodnokôrovo-plášťovom ?) pôvode. Podobne ako v prípade Tríbeča (Petrík a Broska, 1989) prítomnosť enkláv vysvetľujeme ako výsledok interakcie acidnej (granitoidnej) a intermediárnej až bázickej (dioritickej) magmy.

Enklávy vznikli na styku obidvoch magiem zachytením globúl horúcejšej mafickej magmy relatívne chladnejšou acidnou magmou ako následok konvekcie. Teplotný kontrast medzi dvoma magmami spôsobil podchladenie zachytených globúl a následné rýchle stuhnutie za vzniku jemnozrnnej štruktúry (Blake et al., 1965; Vernon, 1983; Barbarin a Didier, 1991a cit. tam). Rozmerovo malé (3 - 15 cm, maximálne 70 cm) globuly mohlo konvekčné prúdenie vyniesť do relatívne vyšších častí magmatickej komory, kde sú dnes (v rámci dnešného odkrytia tieto

časti predstavujú najhlbšiu úroveň zrezu). Za rozhodujúci pri takejto interpretácii pokladáme oválny tvar enkláv, ich magmatickú a jemnozrnnú štruktúru, malé rozmery, ako aj chemické (stopové prvky) a minerálne zloženie.

Vek sihlianskeho tonalitu. Zoubek (1950) predpokladal, že veporský typ je okrajová fácia sihlianskeho typu, ale zároveň nevylučoval ani možnosť jeho samostatného postavenia. Kamenický (1973) považoval sihliansky typ za mladší ako veporský. Avšak neskoršie analýzy modelového U-Pb veku zirkónu, ktoré dali vek 380 mil. rokov (Cambel et al., 1977), prispeli k predstave, že sihlianske bázické granitoidy patria medzi prvé fázy hercýnskeho magmatizmu vo veporiku (Krist, 1979, 1981; Bezák a Hraško, 1992).

Aj podľa Rb/Sr metódy je vek sihlianskych granitoidov vysoký, a to 387 ± 27 mil. rokov s iniciálnym pomerom $^{86}Sr/^{87}Sr$ 0,7054, čo indikuje prítomnosť primitívneho (s nízkym pomerom Rb/Sr) materiálu v zdrojových horninách (Bagdasarjan et al., 1986). Podľa najnovšieho U/Pb datovania je však vek zirkónu zo sihlianskeho tonalitu (lokalita Tlstý javor) 303 ± 2 mil. rokov (Bibikova et al., 1990). Tento vek vzhľadom na jeho konkordantný charakter pokladáme za najspoľahlivejší údaj vo veporiku poukazujúci na to, že tonalit typu Sihla patrí medzi produkty najmladších granitoidných fáz veporika. Vyšší "vek" podľa Rb/Sr metódy je vysvetliteľný iniciálnym sklonom izochróny (Kráľ, 1992). FT údaje z apatitov zo sihlianskeho typu (54 ± 7 mil. rokov) indikujú jeden z najstarších vekov výzdvihu územia (Kráľ, 1977).

"Sihlianske granitoidy" v ostatných regiónoch Slovenska

Sihlianske granitoidy s.s. sú priestorovo lokalizované do "sihlianskeho bloku" v jv. časti kráľovohoľského pásma do oblasti Hriňovej a Sihly (Bezák, 1991; Bezák a Hraško, 1992), hoci pôvodne sa pre tento typ granitoidov predpokladal väčší rozsah v priestore nielen kráľovohoľského, ale aj kohútskeho pásma (Zoubek, 1950; Klinec, 1966; Krist, 1981). Tento osobitný typ granitoidov Západných Karpát sa však nevyskytuje len vo veporiku. Prakticky totožná suita granitoidov sihlianskeho typu je v tríbečsko-zoborskom kryštaliniku (Broska a Gregor, 1992), ale aj v Čiernej Hore (Jacko a Petrík, 1987). V tríbečsko-zoborskom masíve je to popri totožných petrografických, geochemických a mineralogických črtách aj veľmi podobný konkordantný U-Pb zirkónový vek (306 ± 10 mil., Broska et al., 1990).

Analogické paragenézy akcesorických minerálov, ako boli opísané v tonalite typu Sihla, sú okrem tríbečsko-zoborského kryštalinika a v Čiernej Hore (masíve Sokoľa a Sopotnice) aj v hlohoveckom telese Považského Inovca (Broska a Uher, 1988), v Malej Fatre (oblasť Dubnej skaly, príp. Magury), v Nízkych Tatrách (prašivský typ a východná oblasť výskytu ďumbierskeho typu) a v Malých Karpatoch (modranský masív; Cambel a Vilinovič, 1987; obr. 1).

Sihliansky typ granitoidov (allanitovo-magnetitový typ; Broska a Gregor, 1992) v širšom slova zmysle (s.l.) tvorí suita granitoidov v rozsahu tonalit, granodiorit až monzogranit, pričom tonalit je vo výraznej prevahe (Broska a Uher, 1991). Pokiaľ ide o ich včasné diferenciáty (tonality), je pre ne vždy typický vyšší obsah magnetitu, s čím súvisí aj ich zvýšená magnetická susceptibilita (viac ako 0,2 x 10^{-4}, často viac ako 2 x 10^{-4} jednotiek SI), vyšší obsah apatitu, zirkónu, ale aj allanitu. Zirkón máva typologické ťažisko nad 350 I.T (Pupin, 1980), čo podporuje jeho vznik za relatívne vyššej teploty (Broska et al., 1990; Broska a Uher, 1991). Plagioklas, pokiaľ sa nepremenil na sericit a saussurit, má jadrá s bazicitou až do 40, biotit obsahuje značný podiel trojvalentného železa (približne 15 % z celkového množstva Fe podľa Mössbauerovej spektrometrie; Petrík a Broska, 1993, a nepublikované údaje) a zvýšený obsah MgO (9 - 12 hm. %; Petrík, 1980; Fejdi a Fejdiová, 1981; Jacko a Petrík, 1987).

Pre najbázickejšie horniny sihlianskeho typu *sensu lato* je charakteristická prítomnosť magmatických enkláv (Broska a Petrík, 1993) a naopak absencia alebo len nízky podiel xenolitov metamorfovaného plášťa.

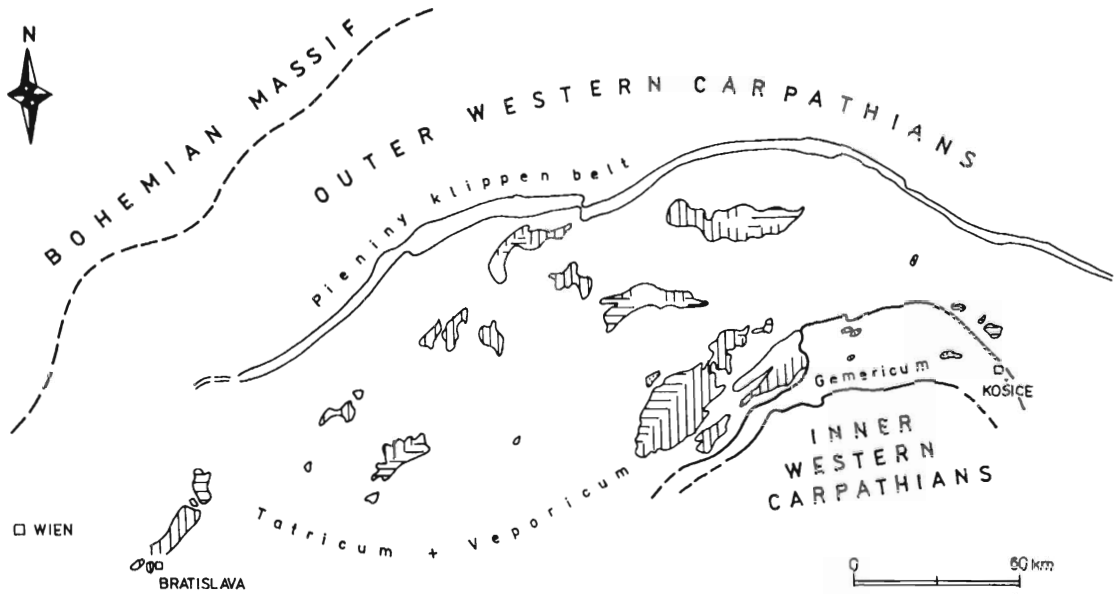
V prípade modranského masívu metamorfný plášť predstavujú kontaktné rohovce metamorfované pri tlaku 200 - 300 MPa a teplote 500 °C (Korikovskij et al., 1984), čo svedčí o intrúzii granitoidov sihlianskeho typu s.l. do vyšších horizontov, a teda aj o vyššej teplote magmy. Rb/Sr (326 mil. rokov ± 22, Bagdasarjan et al., 1982) a U/Pb (menej ako 320 mil. rokov; Ščerbak et al., 1988) datovanie indikuje mladší vek v porovnaní s bratislavským masívom monazitovo-ilmenitového typu (Rb/Sr: 347 mil. rokov ± 4), čo považujeme za charakteristické pre sihlianske granitoidy s.l.

Paragenéza magnetit - allanit - titanit indikuje oxidačný režim magmy sihlianskeho tonalitu s.l. Typológia zirkónu, charakter biotitu (vyšší obsah MgO) a vyšší obsah An zložky v plagioklase spolu s niektorými geologickými črtami (prítomnosť magmatických enkláv, kontaktná metamorfóza plášťa) svedčia o zvýšenej teplote magmy v porovnaní s granitoidmi, pre ktoré je charakteristický monazit (bratislavský masív, Považský Inovec, Suchý a M. Magura, Veľká Fatra, Západné Tatry). Predbežný náčrt rozšírenia granitoidov typu Sihla s.l. je na obr. 1.

Diskusia

Ak boli variské plagioklasovo-biotitické tonality typu sihla s.l. rozšírené v širšej oblasti Západných Karpát, a nie iba v oblasti veporika, treba dať odpoveď na otázku, aký bol priestor a časový horizont ich vzniku a intrúzie. Zirkónové datovanie naznačuje, že granitoidy sihlianskeho typu s.l. boli spomedzi variských vápenato-alkalických granitoidov v Západných Karpatoch najmladšou magmatickou fázou.

Podľa uvedeného je pravdepodobné, že v Západných Karpatoch predstavujú samostatnú magmatickú suitu charakteristickú oxidačným režimom a vyššou teplotou pôvodnej magmy oproti spomenutým monazitovým typom granitov. Otvorenou otázkou zostáva, či sa genéza



Obr. 1 Schematický náčrt výskytov allanitových a monazitových typov variských vápenato-alkalických granitoidov v Centrálnych Západných Karpatoch. Rozšírenie typu Sihla s.l. sa zhoduje s allanitovým typom. Vysvetlivky: vodorovné šrafovanie - sihliansky typ s.l. (allanitový), zvislé šrafovanie - monazitový typ granitoidov.

Fig. 1. Schematic outline of the allanite and monazite types of Variscan calc-alkaline granitoids in the Central Western Carpathians. Sihla type s.l. coincides with allanite type. Explanations: horizontally hatched - Sihla type s.l. (allanite type), vertically hatched - monazite type of granitoids.

sihlianskych granitoidov viaže len na zníženie zóny anatexie až do úrovne spodnej kôry v kolíznom režime variského orogénu, počas ktorého vznikali aj ostatné granitoidné masívy v Západných Karpatoch, alebo či vznikli v odlišnom geotektonickom prostredí.

Geotektonická situácia na prelome karbónu a permu je charakteristická uzatvorením oceánu Iapetus, skončením spodnokarbónskej kolízie Gondwany a Laurázie a otváraním oceánu Paleotethys (napr. Matte, 1986; Neugebauer, 1989). Finger a Steyer (1990) predložili model, v ktorom predpokladajú vrchnokarbónsku subdukciu pozdĺž severného okraja oceánu Paleotethys pod vznikajúci megakontinent Pangea. Konfigurácia kontinentov teda nevylučuje predpoklad, že granitoidy typu Sihla s.l. vznikli v subdukčnom prostredí. Bázická magma (zachovaná v podobe enkláv) mohla predstavovať deriváty bázického vápenato-alkalického magmatizmu vzniknutého v prostredí plášťového klina nad subdukovanou doskou (Martin, 1986). Takýto model možno aplikovať na allanitovo-magnetitové granitoidy I-typu v Tríbeči, veporický typ Sihla, tonality Čiernej hory a častí Malých Karpát a Nízkych Tatier.

Podobnosť sihlianskych s.l. a alpských granitoidov penninika podporujú jednak geochemické charakteristiky (Petrík, 1992), mineralogické črty (allanitový typ, vyššie S typy zirkónov), ale aj podobný vrchnokarbónsky až permský vek. Relatívne nízke iniciálne pomery Sr izotopov a prítomnosť spodnokôrovo-plášťových(?) magmatických enkláv v sihliansko type s.l. hornín podporujú predstavu tavenia sihlianskych typov v najspodnejších častiach kôry.

Záver

Granitoidy známe ako typ Sihla (Zoubek, 1936) majú tesné geochemické a mineralogické analógy v mnohých pohoriach Západných Karpát. Navrhujeme ich označovať ako sihlianske granitoidy sensu lato. Patria sem biotitické tonality (allanitovo-magnetitový typ) v tríbečsko-zoborskom masíve, v masíve Sokoľa a Sopotnice v Čiernej hore, modranskom masíve Malých Karpát, hlohoveckom telese Považského Inovca, granitoidy v priestore Dubnej skaly a na SV od nej v Malej Fatre a v Nízkych Tatrách, hlavne v oblastiach výskytu enkláv (najvýchodnejšia časť ďumbierskeho typu a centrálna časť prašivského typu). Minerálne asociácie naznačujú, že sihlianske granitoidy s.l. vznikli z vyššieteplotnej magmy s oxidačným režimom. Tá zasa mohla vznikať pod teplotným účinkom nahromadenej bázickej vápenato-alkalickej magmy (underplating). Subdukcia oceánskej kôry Paleotethydy vo vrchnom karbóne pozdĺž aktívneho okraja megakontinentu Pangey bola možným geotektonickým prostredím (porov. Finger a Steyrer, 1990). Zdroj sihlianskych granitoidov s.l. treba hľadať v spodnej kôre, kde sa tavil protolit nezrelého geochemického charakteru transferom tepla z bázickej a intermediárnej magmy. Súčasný výskyt sihlianskych granitoidov je lokalizovaný v Centrálnych Západných Karpatoch na úseku presahujúcom 400 km.

Táto práca vznikla v rámci grantu GA 118 Slovenskej akadémie vied.

Literatúra

Bagdasarjan, G.P., Gukasjan, R.Ch, Cambel, B. & Veselský, J. 1982: The age of Malé Karpaty Mts. granitoid rocks determined by Rb-Sr isochrone method. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 2, 131-140.*

Bagdasarjan, G. P. 1986: Rb-Sr izokhronniy vozrast granitoidov veporskogo plutona. *Geol. Zbor. Geol. carpath., Bratislava, 37, 3, 365 - 374.*

Barbarin, B. & Didier. J. (Ed.)1991: Enclaves and granite petrology. *Elsevier, 625.*

Bezák, V., 1991: Present knowledge of tectogenesis of Veporicum (West Carpathians). *Mineralia slov., 23, 381 - 383.*

Bezák, V. & Hraško, M. 1992: Základné geologické členenie granitoidov západnej časti Slovenského rudohoria. *Geol. Práce, Spr., 95, 25 - 31.*

Bibikova, E. V., Korikovsky, S. P., Putiš, M., Broska, I., Goltzman, Y.V., & Arakeliants, M. M. 1990: U-Pb, Rb-Sr, and K-Ar dating of Sihla tonalites of the Vepor pluton (Western Carpathians Mts.). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 4, 427 - 436.*

Blake, D. H., Elwell, R. W. D., Gibson, I. L., Skelhorn, R. R., Walker, G. P. L. 1965: Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. *Q. J. Geol. Soc. London, 121, 31 - 50.*

Broska, I., Bibikova, E. V., Gračeva, T. V., Makarov, V. A. & Caňo, F. 1990: Zircon from granitoid rocks of the Tríbeč-Zobor crystalline complex: it s typology, chemical and isotopic composition. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 4, 393 - 406.*

Broska, I. & Gregor, T. 1992: Allanite-magnetite and monazite-ilmenite granitoid series in the Tríbeč Mts. *Spec. vol. IGCP 276, 25 - 36.*

Broska, I. & Uher, P. 1988: Accessory minerals of granitoid rocks of Bojná and Hlohovec blocks, the Považský Inovec Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 4, 505-520.*

Broska, I. & Uher, P. 1991: Regional typology of zircon and its relationship to allanite/monazite antagonism (on an example of Hercynian granitoids of Western Carpathians). *Geol. Carpath., 42, 5, 271 - 277.*

Broska, I. & Petrík, I. 1993: Magmatické enklávy v granitoidoch Západných Karpát.*Mineralia slov., 25 (v tlači).*

Cambel, B., Ščerbak, N. P., Kamenický, L., Bartnickij, E. N. & Veselský, J. 1977: Nekotoryje svedenija po geochronologii krystallinikuma Zapadnych Karpat na osnove dannych U, Th-Pb metoda. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 28, 2, 243 - 259.*

Cambel, B. & Vilinovič, V. 1987: Geochémia a petrológia granitoidných hornín Malých Karpát. *Veda (Bratislava), 248.*

Fejdi, P. & Fejdiová, O. 1981: Chemical study of biotites from some Veporide granitoid rocks. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 3, 375 - 380.*

Finger, F. & Steyrer, H. P. 1990: I-type granitoids as indicators of a late-Paleozoic convergent ocean-continent margin along the southern flank of the central European Variscan orogen. *Geology, 18, 1207 - 1210.*

Gregor, T. 1990: Magnetite and ilmenite series of the Western Carpathians granitoids. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 4, 443 - 451.*

Határ, J. & Greguš, 1989: Typológia zirkónu granitoidných hornín veporského plutónu. *Geol. Práce, Spr., 89, 159 - 173.*

Hovorka, D. 1960: Príspevok k petrografii veporidných granitoidov. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 4, 255 - 262.*

Hovorka, D. & Hvožďara, P. 1965: Akcesorické minerály veporidných granitoidných hornín I. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 9, 145 - 179.*

Hovorka, D. & Petrík, I. 1992: Variscan granitic bodies of the Western Carpathians: the backbone of the mountain chain. *Spec. vol. IGCP 276, 57 - 66.*

Hvožďara, P. & Határ, J. 1978: Akcesorické minerály niektorých magmatických a metamorfovaných hornín veporíd. *Acta geol. geograph. Univ. Comen., 113-127.*

Chappell, B. W. & White, A. J. R. 1974: Two contrasting granite types. *Pacif. Geol., 8, 173 - 174.*

Chovan, M. & Határ, J. 1978: Akcesorické minerály niektorých typov hornín kryštalinika veporíd. *Mineralia slov., 10, 349 - 359.*

Ishihara, S. 1977: The magnetite - series and ilmenite - series granitic rocks. *Min. Geol., 27, 293 - 305.*

Jacko, S. & Petrík, I. 1987: Petrology of the Čierna Hora Mts. granitoid rocks. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 5, 515 - 544.*

Kamenický, L. 1973: Litologische Studien und structurelle Rekonstruction des Kristallinikums der Zentralen Westkarpaten. *Geol. Zbor. Slov. akad. vied, 24, 2, 275 - 281.*

Kamenický, L. 1982: Distribution of ZK samples in granitoid plutons and massifs of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 5, 545 - 567.*

Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Geol. Práce, Spr., 63, 7 - 29.*

Korikovskij, S. P., Cambel, B., Miklóš, J. & Janák, M. 1984: Metamorfizm kristallinikuma Malych Karpat: etapy, zonalnosť, svjaz s granitoidami. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 4, 437 - 462.*

Kráľ, J. 1977: Fission track ages of some granitoid rocks in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 28, 2, 269 - 276.*

Kráľ, J. 1992: Načrt evolúcie izotopov stroncia v kryštaliniku tatrika a veporika. *Mineralia slov., 24, 197 - 208.*

Krist. E. 1979: Granitoid rocks of the southwestern part of the Veporide crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 2, 157 - 179.*

Krist, E. 1981: The problem of genesis of granitoids from the veporide crystalline complex from the point of view of K-feldspar, biotite and zircon investigation. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 6, 671 - 678.*

Martin, H. 1986: Effect of steeper Archaean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology, 14, 753 - 756.*

Matte, 1986: Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics, 126, 329 - 374.*

Neugebauer, J. 1989: The Iapetus model: a plate tectonic concept for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics, 169, 229 - 256.*

Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G. 1984: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol., 25, 956 - 983.*

Petrík, I. 1980: Biotites from granitoid rocks of the West Carpathians and their petrogenetic importance. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 1-2, 215 - 230.*

Petrík, I. 1992: Geochemistry of the Western Carpathians and Eastern Alpine granitoids: a comparison. *Terra Nova abstr. Suppl., 2, 52.*

Petrík, I. & Broska, I. 1989: Mafic enclaves in granitoid rocks of the Tríbeč Mts., Western Carpathians: geochemistry and petrology. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 6, 667 - 696.*

Petrík, I. & Broska, I. 1993: Petrology of two granite types from the Tríbeč Mts., Western Carpathians: an example of allanite-magnetite vs. monazite-ilmenite dichotomy. *(predložené do Geol. Jour.).*

Plašienka, D. 1991: Mesozoic tectonic evolution of the epi-Variscan continental crust of the Central Western Carpathians - a tentative model. *Mineralia slov., 23, 447 - 457.*

Pupin, J. P. 1980: Zircon and Granite Petrology. *Contrib. mineral. Petrology, 73, 207-220.*

Sial, A.N. & Ferreira,V.P., 1988: Brasiliano age peralkaline plutonic rocks of the central structural domain, Northeast Brazil. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrologia, 43, 2, 307 -341.*

Streckeisen, A. 1973: Classification and nomenclature of plutonic rocks Recommendation. *Neu. Jb. Mineral. Abh., Mh., 4, 149 - 164.*

Ščerbak, N. P., Bartnickij, E.N., Mickevič, N. J., Stepanjuk, L. M., Cambel, B. & Grecula, P. 1988: U-Pb radiometričeskoje opredelenje vozrasta cirkonov iz modranskovo granodiorita Malych Karpat i porfyroida nižnovo paleozoja Spišsko-gemerskovo rudogorja (Zapadnyje Karpaty). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 4, 427 - 436.*

Vernon, R. H. 1983: Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. J. Proceed. Royal Soc., New South Wales, 77 - 103.

Wones, D. R. 1989: Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *Amer. Mineralogist, 74, 744 - 749.*

Zoubek, V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. *Věst. St. geol. Úst. Čes. Republ., 12, 1-2, 207 - 239.*

Zoubek, V. 1950: Zpráva o přehledném mapování na listu generální mapy Banská Bystrica. *Věst. St. geol. Úst., 23, 230 - 232.*

Tonalite of the Sihla type s.l.: a Variscan plagioclase-biotite I-type magmatite in the Western Carpathians

Sihla type s.s. Defined by Zoubek (1936), the Sihla type belongs to specific Western Carpathian granitoid lithologies. Petrographically it is mostly biotite tonalite, less frequently granodiorite, characteristic, on the one hand by scarce K-feldspar, on the other hand, by rich accessory minerals assemblage dominated by naked eye observable envelope-type sphenes. Its hypidiomorphic structure is due to sub- to euhedral plagioclases and biotites, and interstitial perthitic K-feldspars. Although less deformed than other types in the Veporic unit, the Sihla type strongly suffered from subsolidus recrystallization. The most characteristic is saussuritization of plagioclases, and abundant secondary epidotes and sphenes. Preserved parts of plagioclase have the An content 30 - 35, biotite has low TiO_2 (1-1.5 %) showing strings of tiny secondary sphenes at the boundaries of flakes. The biotite Fe/(Fe+Mg) ratio is rather low: 0.48 - 0.52. This corresponds with abundant magnetite which is responsible for the high magnetic susceptibility of the rock (> 0.2 x 10^{-4}, often > 2 x 10^{-4} SI units). Zircons belong to higher S subtypes (S_{12}, S_{13}, S_{16}), Pupin (1980). Besides primary sphenes, secondary sphenes occur showing usually anhedral (even dendritic) shapes.

The petrographical (tonalitic) nature suggests the relatively low SiO_2 content of the Sihla type: 65 - 72 %, and increased contents of CaO, MgO, and FeO. A rather high value of the A/CNK ratio (1 - 1.1) reflects the sub-solidus alterations (sericitization). Compatible elements (Sr, Ba, Ni, V, Cr, Zr) have typically increased concentrations. Generally, the Sihla granitoids belong to the I-type, which is confirmed by their VAG classification according to Pearce et al. (1984). Mineralogy of the Sihla type granitoids indicates oxidation and relatively high temperature conditions of magma.

Sihla type s.l. Although the Sihla type typically occurs in the "Sihla block" of the Kráľova Hoľa zone (Bezák, 1992), analogical types (in terms of petrography, mineralogy, geochemistry and probably age) are found throughout the Central Western Carpathians: the Tríbeč Mts. (Broska and Gregor, 1992), Čierna Hora Mts. (Jacko and Petrík, 1987), Modra massif (Cambel and Vilinovič, 1987) and others. We suggest the name Sihla type sensu lato for these granitoids which broadly correspond to the I-type of Chappell and White (1974) and to the allanite - magnetite type of Broska and Gregor (1992). A significant petrographic feature, the presence of mafic magmatic enclaves, is typical of many of them (Broska and Petrík, 1993). The enclave-bearing parts of the Malá Fatra and Nízke Tatry Mts. are, therefore, also included in the Sihla type s.l.

Microgranular dioritic to tonalitic enclaves are considered to be quenched globules of mafic magma in host granitic magma evoking the idea of contemporaneous basic and acid magmatism during Variscan granitogenesis. This is in accordance with recent zircon datings (Ščerbak et al., 1988; Bibikova et al., 1990; Broska et al., 1990) all suggesting the late-Carboniferous age for the granitoids. Thus, the Sihla type s.l. granitoids represent the youngest phase of Variscan calc -alkalic granite magmatism. The co-eval basic magmas evidenced by microdioritic enclaves (and perhaps by diorite bodies inside granite massifs, Cambel and Vilinovič, 1986) underplated below the lower? crust may have been the ultimate cause of melting of lower? crust (anatexis) in late Carboniferous. Basic to intermediate calc - alkalic magmas are a product of subduction-related melting in the mantle wedge above subducted slab (e.g. Martin, 1986). Thus, the subduction of Tethyan oceanic plate under the southern flank of Variscan orogen during late Carboniferous suggested by Finger and Steyrer (1990) fits well our observations regarding the Sihla type s.l.

Mineralia slovaca, 25 (1993), 29 - 33

Nález hornín s glaukofánom v zlepencoch kriedy krížňanského príkrovu od Jasenova (východné Slovensko)

PETER IVAN[1] a MILAN SÝKORA[2]

[1]Katedra geochémie PRIF UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava
[2]Katedra geológie a paleontológie PRIF UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

(Doručené 16. 11. 1992, revidovaná verzia doručená 15. 12. 1992)

Finding of glaucophane-bearing rocks in Cretaceous conglomerates from Jasenov (Krížna nappe, Eastern Slovakia)

In the Cretaceous conglomerates of the Humenné unit (Krížna nappe) containing mostly Jurassic and Cretaceous limestones, Triassic quartzites and dolomites, metapsammites and metaandesites, two pebbles of the sodic amphibole-bearing rocks have been found. They are mainly composed of quartz and albite, subordinately of sodic amphibole, chlorite and lawsonite or zoisite and epidote respectively. Sodic amphibole represents Fe-glaucophane in composition. Metapsammites, altered gabbros or andesites as the protolith of glaucophane-bearing rocks are suggested. Glaucophane-bearing rocks were formed by metamorphosis in blueschist facies conditions - the pressure exceeded 7 kb, the temperature was up to 400 °C. From the occurrence of blueschist facies metamorphic rocks among the Cretaceous conglomerate pebbles of the Krížna nappe follows: 1. consanguinity of the source areas to the Cretaceous conglomerate of the Klippen Belt and 2. exhumation of deeper parts of older subduction zones during the Cretaceous period.

Úvod

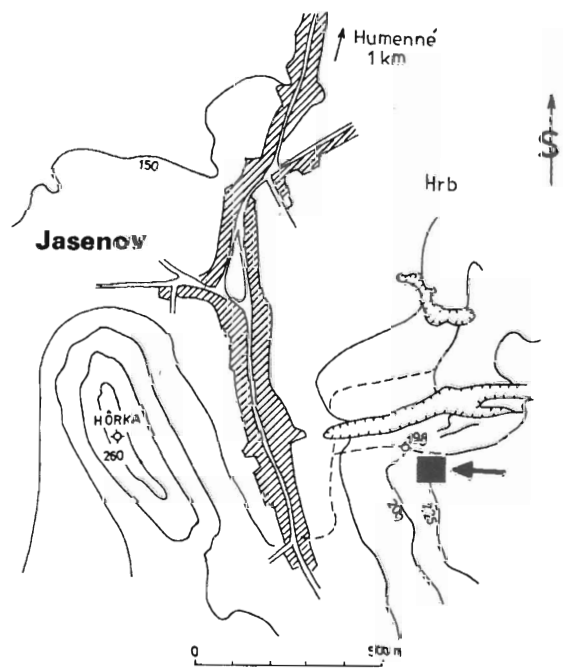
Horniny s glaukofánom sa v súčasnosti všeobecne pokladajú za produkt vysokotlakovej nízkoteplotnej metamorfózy viažucej sa iba na zóny subdukcie, a preto sú ich výskyty pri konštrukcii geodynamických modelov vývoja regiónov veľmi významné.

V Západných Karpatoch sú doteraz priame dôkazy len o vysokotlakovej nízkoteplotnej metamorfóze v mezozoickom období. Dokazujú to výskyty glaukofanitu rozličného typu v meliatskej jednotke (Kamenický, 1957; Reichwalder, 1970; Faryad, 1988, 1991), ako aj v obliakovom materiáli kriedových zlepencov bradlového pásma na Považí (Šímová, 1981, 1985), zlepencov gosauskej kriedy pri Dobšinskej Ľadovej Jaskyni (Hovorka et al., 1990; Ivan et al. in prep.) a zlepencov centrálnokarpatského paleogénu na Orave pri Tvrdošíne (Zoubek, 1931).

Nový výskyt hornín s glaukofánom sa zistil pri revízii materiálu kriedových zlepencov pripisovaných krížňanskému príkrovu na lokalite Jasenov na V od Humenného.

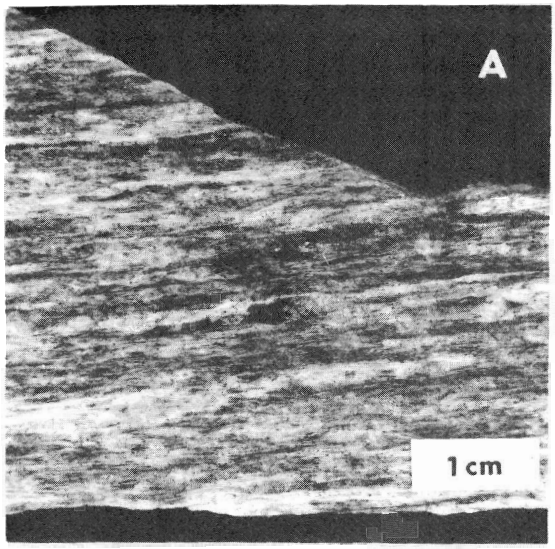
Geológia

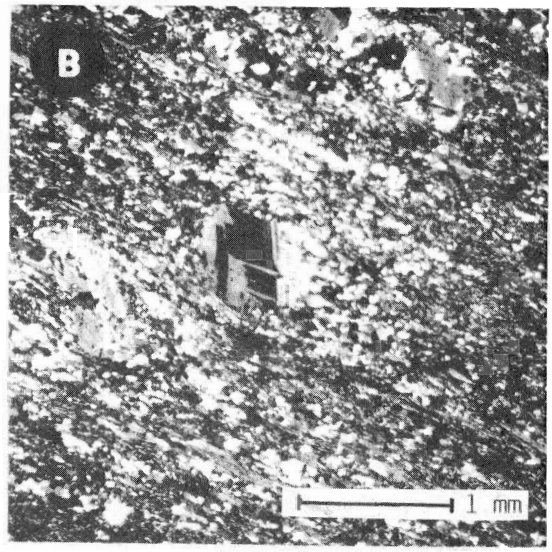
Horniny s glaukofánom sa našli ako zriedkavá zložka obliakového materiálu telesa ortokonglomerátov nachádzajúceho sa cca 200 m na V od horného okraja obce (obr. 1). Teleso je odkryté v malom skalnom odkryve cca 6 x 3 m v pravom svahu údolia Jasenovského potoka. Je súčasťou flyšového súvrstvia, ktoré sa dnes všeobecne zaraďuje do subtatrika. Podľa súčasných názorov patrí humenskej jednotke krížňanského príkrovu (Maheľ, 1963, 1986), a to do jej porubského súvrstvia (Jablonský in Samuel et al., 1988). Salaj (in Maheľ, 1967) zaraďuje toto súvrstvie do vrchného aptu až spodného cenomanu.

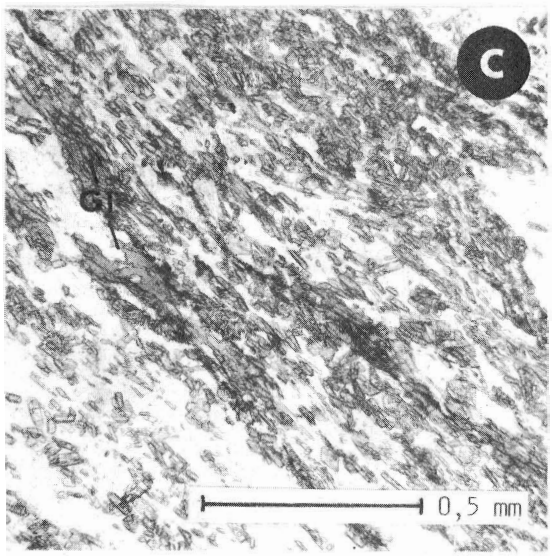


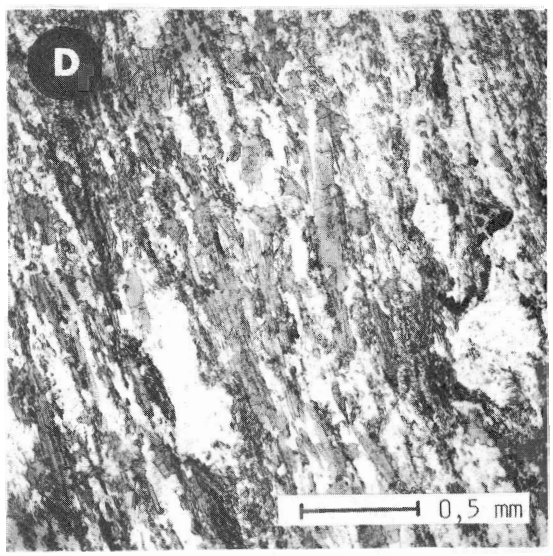
Obr. 1. Odkryv kriedového konglomerátu humenskej jednotky krížňanského príkrovu s výskytom obliakov hornín s glaukofánom pri obci Jasenov.

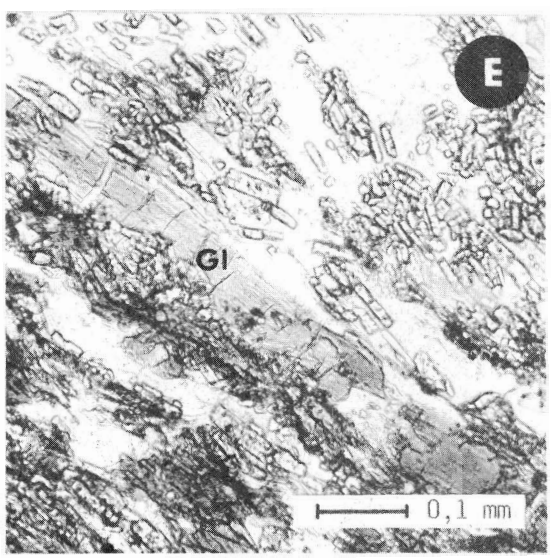
Fig. 1. Exposure of Cretaceous conglomerate of the Humenné unit with pebbles of glaucophane-bearing rocks near Jasenov village.

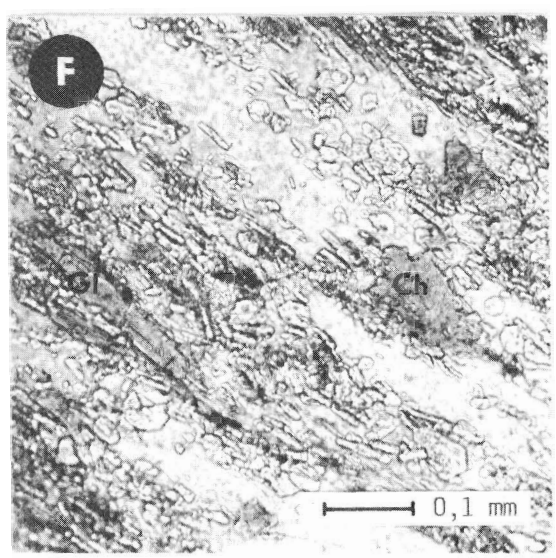

A
1 cm


B
1 mm


C
Gl
0,5 mm


D
0,5 mm


E
Gl
0,1 mm


F
Gl
Ch
0,1 mm

TAB. 1

Zloženie Na-amfibolu, lawsonitu a chloritu z hornín s glaukofánom z Jasenova
Composition of sodic amphiboles, lawsonite and chlorite of glaucophane-bearing rocks from Jasenov

	Glaukofán						Lawsonit			Chlorit		
	VPO-18		VPO-21				VPO-21			VPO-18		VPO-21
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	55,37	56,30	55,46	54,90	55,26	54,39	37,67	36,76	38,01	24,56	24,89	24,56
TiO_2	0,15	0,00	0,04	0,09	0,00	0,10	0,41	0,30	0,34	0,01	0,03	0,01
Al_2O_3	10,97	11,60	12,06	11,24	11,17	11,15	30,73	32,16	32,24	19,08	19,74	18,55
Cr_2O_3	0,03	0,00	0,09	0,97	0,07	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	20,19	18,07	18,34	18,43	18,35	19,62	0,35	0,47	0,42	36,19	36,98	35,80
MnO	0,03	0,77	0,25	0,07	0,11	0,37	0,02	0,00	0,00	0,25	0,32	0,37
MgO	4,26	3,88	3,31	3,70	4,48	3,87	0,00	0,00	0,00	7,35	7,59	8,57
CaO	0,46	0,12	0,57	0,43	0,11	0,51	17,95	17,65	16,59	0,05	0,07	0,01
Na_2O	7,34	6,91	7,11	7,16	7,38	6,88	0,00	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01
K_2O	0,03	0,01	0,03	0,01	0,02	0,03	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
	98,83	97,66	97,26	97,00	96,95	96,92	87,25	87,40	87,62	87,51	89,65	87,88
Prepočet na				23 O				8 O			14 O	
Si	7,896	8,018	7,952	7,924	7,956	7,899	2,008	1,956	2,003	2,765	2,736	2,751
Al^{IV}	0,104	0,000	0,048	0,076	0,044	0,101	1,930	2,017	2,002	1,235	1,264	1,249
Al^{VI}	1,740	1,947	1,990	1,836	1,851	1,808				1,296	1,294	1,200
Ti	0,016	0,000	0,004	0,010	0,000	0,011	0,016	0,012	0,013	0,001	0,002	0,001
Cr	0,003	0,000	0,010	0,111	0,008	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	2,408	2,152	2,199	2,225	2,209	2,383	0,016*	0,021*	0,018*	3,407	3,400	3,354
Mn	0,004	0,093	0,030	0,009	0,013	0,046	0,001	0,000	0,000	0,024	0,030	0,035
Mg	0,906	0,824	0,708	0,796	0,962	0,838	0,000	0,000	0,000	1,233	1,244	1,431
Ca	0,070	0,018	0,088	0,066	0,017	0,079	1,025	1,006	0,936	0,006	0,008	0,001
Na	2,029	1,908	1,977	2,004	2,060	1,937	0,000	0,002	0,002	0,004	0,006	0,002
K	0,005	0,002	0,005	0,002	0,004	0,006	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}	2,125	2,024	2,209	2,227	2,048	2,069	-	-	-	-	-	-
Fe^{3+}	0,269	0,122	0,000	0,000	0,154	0,299	-	-	-	-	-	-
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	0,298	0,289	0,243	0,264	0,319	0,287	-	-	-	-	-	-
Na^{M4}	1,930	1,982	1,912	1,933	1,983	1,921	-	-	-	-	-	-

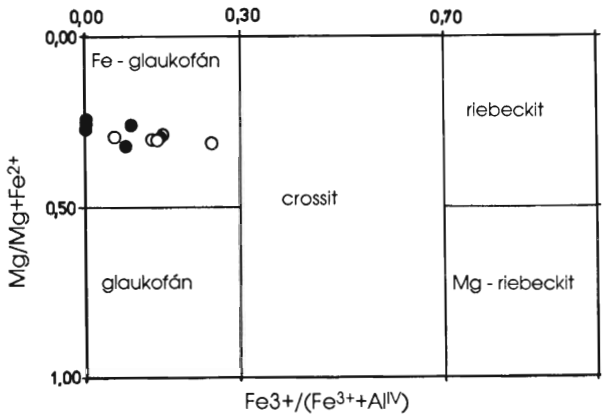
* všetko železo ako Fe_2O_3

Analýzy sa vykonali na elektrónovom mikroanalyzátore Jeol JXA-733 Superprobe (GÚDŠ Bratislava, operátor Caňo) za podmienok: napätie 15 kV, prúd 2 x 10^{-8} A, ZAFO; použité štandardy: Na, Al, Si - albit, K - ortoklas, Ca - wollastonit, Mg - MgO, Mn - willemit, Fe a Cr - chromit, Ti - TiO_2.

Charakteristiku skúmaných konglomerátov podal ako prvý Leško (1953). Konštatoval, že obliaky veľké do 25 cm patria granitom, dioritom, metaporfyritom, metapsamitom, kremitým konglomerátom, vápencom jury a kriedy, triasovým dolomitom, kremencom a žilnému kremeňu. Matrix konglomerátov je piesčitý. Petrografické štúdium obliakov konglomerátu z odkryvu v údolí Jasenovského potoka (150 obliakov) ukázalo, že prevládajú karbonátové obliaky (najmä organodetritické a jemnozrnné vápence; až 52 %). Obliaky klastických hornín (kremence, kremité pieskovce, litické pieskovce) predstavujú 22 %, metamorfity (metavulkanity, metaklastiká, fylity) 13,5 %, nemetamorfované acidné vulkanity 9,5 % a intermediálne vulkanity 2 %. Na rozdiel od Leška (l. c.) sme na tejto lokalite plutonické horniny nezistili. Doteraz sa našli dva obliaky hornín s glaukofánom, jeden v rámci uvedeného petrografického štúdia a druhý je zo zberu J. Jablonského.

◀ Obr. 2. Horniny s glaukofánom tvoriace obliaky v kriedovom konglomeráte humenskej jednotky pri Jasenove. A - rez časťou obliaka horniny s glaukofánom usmernenej textúry, vz. VPO-18; B - prúžok tvorí prevažne albit a kremeň s výrastlicami albitu striedajúci sa s prúžkom bohatším na glaukofán, zoisit a epidot (spodná časť snímky), vz. VPO-18; C - glaukofán (G1) a lawsonit (stĺpiky) v prúžku bohatšom na tieto minerály, vz. VPO-21; D - stĺpikovité indivíduá glaukofánu (sivé) usmernené do prúžku, vz. VPO-18; E - stĺpikovitý glaukofán (G1) s lawsonitom (krátke stĺpiky so štvorcovým prierezom), vz. VPO-21; F - glaukofán (G1) s chloritom (Ch) a epidotom (stĺpiky so šesťuholníkovým prierezom), vz. VPO-18.

Fig. 2. Pebbles of glaucophane-bearing rocks in the Cretaceous conglomerate of the Humenné unit near Jasenov village. A - Section of the part of pebble - oriented structure of the glaucophane-bearing rock, sample VPO-18; B - Alternation of the stripe with prevailing albite and quartz containing albite phenoblasts with the stripe richer in glaucophane, zoizite, and epidote (lower part of photo), sample VPO-18; C - Glaucophane (G1) and lawsonite (columns) in the stripe richer in those minerals, sample VPO-21; D - Oriented columnar glaucophane (grey) concentrated into stripe, sample VPO-18; E - Columnar glaucophane (G1) with lawsonite (short columns with tetragonal cross sections), sample VPO-21; F - Glaucophane (G1) with chlorite (Ch) and epidote (columns with hexagonal cross sections), sample VPO-18.



Obr. 3. Zloženie Na-amfibolov v klasifikačnom diagrame (Leake, 1978). Plný krúžok - vz. VPO-21, prázdny krúžok - vz. VPO-18.

Fig. 3. Sodic amphiboles in classification diagram by Leake (1978). Full circles - sample VPO-21, empty circles - sample VPO-18.

Petrografia a mineralógia

Obidva obliaky hornín s glaukofánom majú elipsoidný tvar, veľkosť 6 x 3 x 4, resp. 3 x 2 x 2 cm a makroskopicky patria do rovnakého petrografického typu. Tvorí ich masívna svetlosivá hornina so subparalelnými prúžkami tmavosivej farby (obr. 2A). Aj mikroskopicky sú prakticky zhodné a zodpovedajú hornine, ktorú možno označiť ako glaukofanická bridlica. Na jej zložení sa zúčastňuje kremeň, albit, sodný amfibol (glaukofán), lawsonit, resp. epidot-zoisit a chlorit, pričom prvé dva minerály prevládajú. Albit tvorí prevažne veľké výrastlice (až do 2 mm) s výrazným polysyntetickým lamelovaním, so znakmi kataklázy a nahrádzania dlaždicovitým kremeňom. Prítomný je aj ako xenomorfné zrná v agregáte kremeňových zŕn (obr. 2B). Dlaždicovitý kremeň tvorí prevažnú časť horniny. Vyznačuje sa nerovnakou veľkosťou zrna. Pretiahnuté šošovky zložené z relatívne väčších zŕn kremeňa zrejme reprezentujú deformované a premenené pôvodné výrastlice plagioklasu. Prúžky bohaté na kremeň sa striedajú s prúžkami bohatými na glaukofán, chlorit a lawsonit, resp. epidot- zoisit v druhej vzorke (obr. 2C). Albitové výrastlice sú prúžkami zreteľne obtečené. Glaukofán tvorí pretiahnuté stĺpiky orientované konformne so smerom prúžkov (obr. 2D). Nie je zonálny, ale stred je spravidla sfarbený intenzívnejšie ako okraje. Lawsonit je prítomný v podobe drobných krátkych bezfarebných stĺpikov štvorcového prierezu (obr. 2E). V druhej zo sledovaných vzoriek (VPO-18) ho z väčšej časti nahrádza epidot a zoisit, tiež v krátkostĺpčekovitom vývoji, avšak so šesťuholníkovým prierezom (obr. 2F). Zoisit tvorí zhluky skôr vo vnútorných častiach prúžkov, epidot jednotlivé zrná, na okrajoch často žltkasté. Chlorit reprezentujú nepravidelné útvary, zväčša pretiahnuté v smere usmernenia horniny. Zriedkavo možno pozorovať lupene stilpnomelánu a svetlej sľudy. Akcesoricky je prítomný krátkostĺpčekovitý zirkón a drobný pigment Fe-Ti oxidov.

Zloženie Na-amfibolu, lawsonitu a chloritu sa skúmalo rtg mikroanalyzátorom. Vybrané výsledky štúdia uvádza tab. 1.

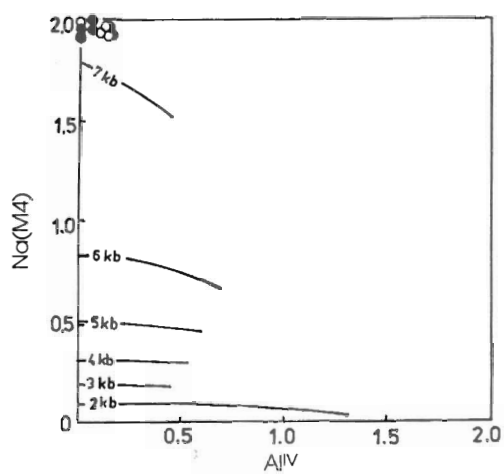
Sodný amfibol má v obidvoch vzorkách prakticky zhodné zloženie. Podľa klasifikácie Leaka (1978) zodpovedá Fe-glaukofánu (obr. 3). Istý rozptyl projekčných bodov na diagrame odráža nerovnaké uplatnenie riebeckitového člena v zložení glaukofánu. Pre zastúpenie tohto člena je určujúci obsah Fe^{3+}, ale ten sa počítal iba z nábojovej bilancie, a preto môže byť zaťažený určitou chybou. V porovnaní s Na-amfibolmi z glaukofanitov po metabazaltoch z kriedových zlepencov bradlového pásma na Považí sa Na-amfiboly skúmaných vzoriek vyznačujú vyššou železitosťou (c. f. Martin, 1991). Sodné amfiboly obdobnej železitosti sa v konglomerátoch bradlového pásma doteraz zistili len v metamorfovanom sedimente bohatom na železo a v amfibolite s naloženou vysoko-tlakovou metamorfózou (Ivan a Sýkora, in prep.).

Pre lawsonit v skúmaných vzorkách je charakteristický nízky obsah železa (do 0,5 % FeO; tab. 1). Obdobný obsah má aj lawsonit z glaukofanitov bradlového pásma (Šímová a Šamajová, 1980). Nízky obsah železa je podľa Maruyama a Lioua (1988) charakteristický pre lawsonit z epidotovej metamorfnej zóny, kým v typickej lawsonitej zóne dosahuje až 5 % FeO.

Chlorit v horninách s glaukofánom z Jasenova sa vyznačuje relatívne vysokým obsahom železa (tab. 1). Chlorit z typických glaukofanitov po bazaltoch z Považia má obsah železa výrazne nižší (okolo 22 % FeO; Ivan a Sýkora, in prep.).

Pôvod a vznik

Presnú odpoveď na otázku týkajúcu sa protolitu študovaných hornín s glaukofánom môže poskytnúť iba



Obr. 4. Diagram Na_{M4}/Al^{IV} vrs. Al v Na-amfiboloch (Brown, 1977) umožňujúci ocenenie tlakových podmienok vzniku. Plný krúžok - vz. VPO-21, prázdny krúžok - vz. VPO-18.

Fig. 4. Na_{M4}/Al^{IV} diagram in Na-amphiboles by Brown (1977) for assessment of pressure conditions of glaucophane genesis. Full circles - sample VPO-21, empty circle - sample VPO-18.

chemická analýza. Na základe čisto petrografických kritérií možno konštatovať, že obidve skúmané vzorky z Jasenova nepredstavujú metamorfované bazalty. Ich protolitom mohli byť psamitické sedimenty bohaté na bázický materiál, hoci pôvod z metamorfovaných gabier, resp. intermediárnych hornín nemožno úplne vylúčiť. Vysokotlakovo metamorfované horniny obdobného typu sa v podobe obliakov našli aj v kriedových zlepencoch Považia (Šímová, 1985).

Metamorfné podmienky vzniku skúmaných hornín možno odhadnúť zo zloženia Na-amfibolu a prítomnej minerálnej paragenézy. Obsah Na(M4) v Na-amfibole poukazuje na tlak vyšší ako 7 kb (Brown, 1977; obr. 4), ale nie vyšší ako 10 -12 kb, pretože jadeitický pyroxén sa tu nezistil (c. f. Maruyama a Liou, 1987). Prítomnosť lawsonitu indikuje teplotu nižšiu ako 400 °C (Holland, 1979). Zmena lawsonitu na zoisit a epidot je zrejme výsledkom prekročenia tejto hranice. Podmienkami metamorfózy sa horniny s glaukofánom z Jasenova podobajú vysoko-tlakovým metamorfitom z kriedových konglomerátov z Považia, kým glaukofanity z južných častí gemerika a z kriedových konglomerátov od Dobšinskej Ľadovej Jaskyne vznikali zrejme pri nižšom tlaku, a to 6 - 7 kb (Ivan a Sýkora, in prep.).

Záver

Prítomnosť obliakov vysokotlakových metamorfitov v kriedových konglomerátoch krížňanského príkrovu je dôkazom exhumácie hlbších častí starších, ale zrejme mezozoických subdukčných zón v kriedovom období. Obdobný zdroj materiálu museli mať aj kriedové konglomeráty bradlového pásma. Predpokladaný vznik skúmaných hornín pri tlaku vyššom ako 7 kb a teplote pod 400 °C ich zaraďuje medzi typických reprezentantov metamorfitov fácie modrých bridlíc subdukčných zón.

Literatúra

Brown, E. H. 1977: The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *J. Petrology, 18, 53 - 72.*

Faryad, S. W. 1988: Glaucophanized amphibolites and gneisses near Rudník (Slovenské rudohorie Mts.). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 747 - 763.*

Faryad, S. W. 1991: Metamorfóza bázických hornín gemerika. *Mineralia slov., 23, 109 - 122.*

Holland, T. B. J. 1979: Experimental determination of the reaction paragonite = jadeite + kyanite + H_2O, and internally consistent thermodynamic data for part of the system Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O, with applications to eclogites and blueschist. *Contr. Mineral. Petrology, 68, 293 - 301.*

Hovorka, D., Ivan, P., Mock, R., Rozložník, L. & Spišiak, J. 1990: Sedimenty gosauského typu pri Dobšinskej Ľadovej Jaskyni - námety na netradičnú interpretáciu. *Mineralia slov., 22, 519 - 525.*

Kamenický, J. 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Zoš., 45, 5 - 108.*

Leake, B. E. 1978: Nomenclature of amphiboles. *Mineral. Mag., 42, 533 - 563.*

Leško, B. 1953: Geológia tektonických jednotiek na východnom Slovensku pri Humennom. *Geol. sbor. Slov. Akad. Vied, 4, 373 - 411.*

Maheľ, M. 1963: Nové poznatky o stratigrafii a tektonickom postavení Humenského pohoria. *Geol. Práce, Zpr., 30, 5 - 20.*

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

Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, II. Západní Karpaty. Academia, Praha, 496.

Martin, S. 1991: Glaucophane of blueschist metabasalt pebbles from the Western Carpathians Cretaceous flysh. (Abstrakt.) *Terra Abstr., 3, 226.*

Maruyama, S. & Liou, J. G. 1987: Clinopyroxene - a mineral telescoped through the processes of blueschist facies metamorphism. *J. metamorph. Geol., 5, 529 - 552.*

Maruyama, S. & Liou, J. G. 1988: Petrology of Franciscan metabasites along the jadeite-glaucophane type facies series, Cazadero, California. *J. Petrology, 29, 1 - 38.*

Reichwalder, P. 1970: Niekoľko poznámok k výskytu glaukofanitických hornín v okolí Hačavy. *Geol. Práce, Spr., 53, 157 - 165.*

Samuel, O. et al. 1988: Stratigrafický slovník Západných Karpát. 3. *GÚDŠ (Bratislava), 292.*

Šímová, M. 1982: Glaukofanitické horniny valúnov kriedových zlepencov pieninskej zóny bradlového pásma - indikátory vysokotlakej metamorfózy. *In: Krist, E. a Miháliková, A. (Eds.): Metamorfné procesy v Západných Karpatoch. GÚDŠ (Bratislava), 81 - 96.*

Šímová, M. 1985: Magmatogénne horniny kriedových zlepencov západnej časti bradlového a manínskeho pásma. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral., Petrogr., Geochém., Metalogen., 10, 9 - 110.*

Šímová, M. & Šamajová, E. 1982: Lawsonit z horninových obliakov z kriedových zlepencov bradlového pásma. *Mineralia slov., 14, 432 - 441.*

Zoubek, V. 1931: Caractéristique de quelques roches cristallophylliennes et éruptives des galets exotiques des conglomérats sénoniens et paléogènes des Carpathes occidentales. *In: Matějka, A. a Andrusov, D. (Eds.): Guide des exkursions dans les Carpathes occidentales. Stát. geol. Úst. ČSR, Praha, 353 - 358.*

AKTIVITA SGS

Seminár Variské a alpínske štruktúry východného gemerika a veporika

Vedenie projektu Grant 02/20 Predalpínska stavba Západných Karpát a IGCP 276 Paleozoikum tetýdnej oblasti v spolupráci so Slovenskou geologickou spoločnosťou usporiadali 31. augusta - 1. septembra 1992 v Košiciach seminár s exkurziou na tému Variské a alpínske štruktúry východného gemerika a veporika. Z referátov zo seminára uvádzame stručné abstrakty.

S. Jacko & M. Zacharov: **Typy a parametre základných štruktúr veporika Čiernej hory**

Charakteristické znaky stavby veporika Čiernej hory sú:
- Rozsiahle zastúpenie disjunktívnych štruktúr smeru SZ - JV, SV - JZ a S - J, ich polyoklový alpínsky vývoj s kulmináciou vo vrchnej kriede a neogéne a so zmenami kinematického režimu zlomových systémov.
- Predeocénny vývoj hlavnej etapy alpínskej mylonitizácie regiónu symetrologicky viazaný na regionálne prešmykové zóny a kliváž osovej roviny penetratívnej vrásovej stavby smeru SZ - JV vrátane paleoalpínsky zblížených príkrovových jednotiek.
- Subhorizontálny násun paleoalpínskych príkrovov od J - SJZ sprevádzaný reaktiváciou variského príkrovu komplexu Bujanovej.
- Pogranitoidný a predvrchnokarbónsky násun komplexu Bujanovej na lodinský komplex.

- Postsynmetamorfná depozícia principiálne harpolitických granitoidných telies do kliváže osovej roviny metamorfitov horstva, ktorá reprezentuje variskú bridličnatosť metamorfitov horstva.

- Prográdne synmetamorfné prevrásnenie metamorfitov horstva za vzniku podobných stlačených vrás dm - 100 m rádu generálne V-Z smeru, so subhorizontálnymi osami a S - SSV vergenciou. V dôsledku alpínskeho prevrásnenia, resp. modifikácie relikty predgranitoidných vrás majú variabilnú typológiu. Morfologicky patria do triedy 2C, 3B, 3D, 4D Hudlestonovej (1973) klasifikácie.

T. S a s v á r i: **Genéza sukcesie štruktúrno-tektonického vývoja črmeľskej skupiny**

Analýzou štruktúrnych prvkov sme zistili, že štruktúrny vývoj podliehal istej sukcesii. Tektonicky aktívne vývojové etapy sme označili za deformačné štádiá hercýnskeho (D_1) a alpínskeho (D_2, D_3, D_4, D_5, D_6) orogenetického cyklu.

Deformačné štádium D_1 podmienilo vznik prvotnej (metamorfnej) bridličnatosti S_1.

Plochy primárnej vrstvovitosti (SS) boli prepracované variskou tektonometamorfózou na plochy metamorfnej kryštalizácie S_0. Dôvodom často bridličnatého vzhľadu foliácií prvotnej bridličnatosti S_1 je mechanická diskontinuita plôch blastézy S_0, zapríčinená látkovou inhomogenitou. Platí $SS=S_0=S_1$.

Vrásy F_1 sa v oblasti vývoja črmeľskej skupiny nepreukázali.

Deformačné štádium D_2 spájame s vrásnením foliácie prvotnej bridličnatosti S_1. Paleoalpínske prednásunové a synnásunové deformácie sú charakteristické vznikom vrás cm až 100 m rádu. Majú smer V-Z s úklonom na J. Osi megavrás F_2 sú odvodené pomocou tautozonálnosti vrásnených foliačných plôch S_1 metabazitov, metakarbonátov a metakvarcitov.

Vrásy F_2^m a F_2^{cm} sú zriedkavé, patria do 1C až 3B triedy Hudlestonovej klasifikácie. Sú porušené foliáciami S_2 konformnými s osovými rovinami.

Násun sv. časti gemerického príkrovu na obalové skupiny Čiernej hory spôsobil transport litofaciálnych komplexov. Tak na čele príkrovu vznikli diferenciálne pohyby umožňujúce miestami aj odlišný transport geologických segmentov.

Čelo príkrovu vytváralo pestrú škálu digitácií. Prejavilo sa to miestami spoločným prevrásnením gemeridného mladopaleozoického komplexu s mezozoickým obalom Čiernej hory, a to prevažne s vrchnotriasovými a jurskými súvrstviami.

Deformačné štádium D_3 reprezentujú ponásunové deformácie, ktoré patria k významným prejavom v sukcesnom formovaní stykovej zóny.

Megavrásy F_3 sú prevažne už modifikované do uzavretých až izoklinálnych vrás a len sporadicky sú zachované.

Vrásy F_3^m v diabázových tufoch a tufitoch sú značne modifikované. Ich vrásové ramená fixuje sekrečný kremeň.

Vysoká modifikácia vrás F_3 v dôsledku ich intenzívneho rozstrihávania podmienila identitu osových rovín OR_3 s foliáciou S_3. Sú monoklinálne uložené v smere SZ - JV s úklonom na JZ. Vznikali rozličné prešmykové zóny margecianskeho typu.

Deformačné štádium D_4 predstavujú transverzálne, ponásunové deformácie. Majú charakter priečnej kompresie, ktorá umožnila tvorbu megaštruktúrnych plikatívnych elementov synformnej a antiformnej povahy so štruktúrnou osou $B_4=144/10^0$.

Foliačné plochy kliváže S_4 majú rôznu hustotu a pripomínajú pukliny s prevládajúcim smerom S-J a so strmým (70 - 90^0) úklonom tak na Z ako aj na V.

Deformačné štádium D_5 je charakteristické vznikom štruktúr, využívané mineralizáciou sideritovej formácie vo vrchnej kriede.

Deformačné štádium D_6 zahŕňa postpaleogénne deformácie disjunktívneho typu a aj reaktivované strižné zóny.

Mineralia slovaca, 25 (1993), 35 - 44

Mineralogická, zonálna a veková charakteristika Pb-Zn-Cu mineralizácie vo vrte B-1 (Horná Roveň, Štiavnické vrchy)

ĽUDMILA ROJKOVIČOVÁ a JAROSLAV ŠTOHL

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(*Doručené 28. 9. 1992*)

Mineralogy, zonality and age of lead-zinc-copper ore in the B-1 drilling (Horná Roveň village, Central Slovakia)

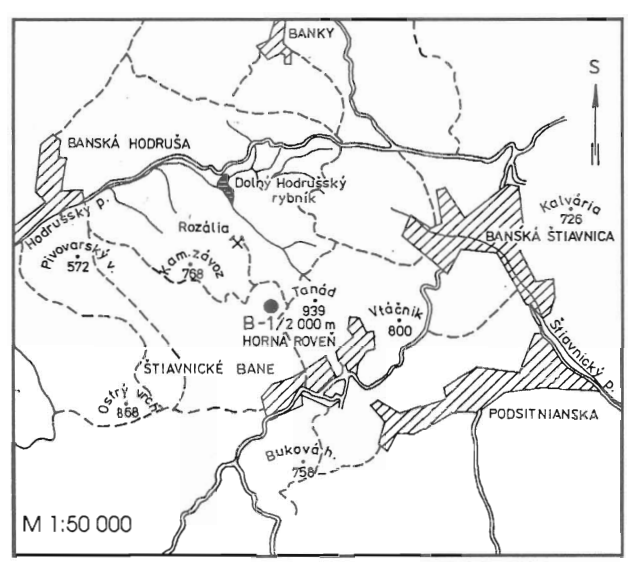
The 2,000 m deep B-1 drilling is situated 2 km easterly from the Horná Roveň village (Štiavnické vrchy Mts., Central Slovakia). Variegated epigenetic ore has been found in the drilling which can be attributed to two different genetic types. The older base-metal ore is of disseminated-stockwork type whereas the younger ores occur in veins continuing from the known Ochsenkopf, Amália, Bakaly and Rozália ore veins. Single mineralization stages and the vertical zonality of ore are defined.

Úvod

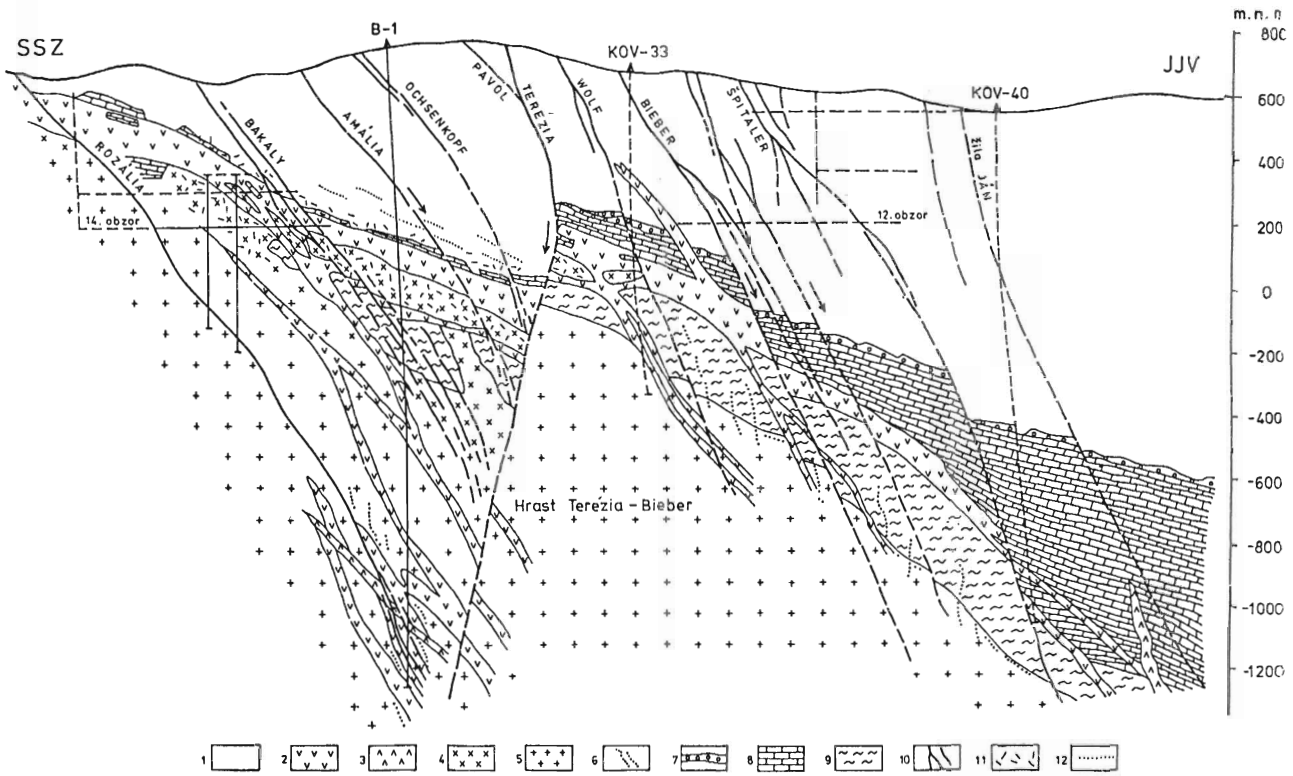
Geologický ústav D. Štúra v rámci metalogenetického výskumu centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu v rokoch 1988 - 1989 realizoval štruktúrny vrt B-1 v celkovej dĺžke 2000 m. Vrt je situovaný približne 2 km na V od obce Horná Roveň (obr. 1) na halde opustenej štôlne Alexander. Z hľadiska geologickej stavby je vrt približne na hranici medzi horninami predvulkanického fundamentu (paleozoikum, mezozoikum, paleogén) a neoidným vulkanoplutonickým komplexom, ktorý dominuje v štiavnickej časti. Z metalogenetického hľadiska je vrt situovaný do priestoru východu medenej zóny žilnej mineralizácie, ktorá preukazuje najvyššiu termalitu vzniku a tvorí hĺbkovú časť štiavnicko-hodrušských žíl. Komplexné výsledky získané z vrtu zhodnotila záverečná správa (Štohl et al., 1990).

Vo vrte sa zistila pestrá epigenetická mineralizácia. Okrem bežného žilného typu to bola aj polymetalická impregnačno-žilníková mineralizácia, ktorá sa v praxi a v odbornej literatúre označuje skratkou PIŽ mineralizácia. Vrt poskytol cenné údaje o vekovom a priestorovom vzťahu žilnej a PIŽ mineralizácie a o hĺbkovom dosahu žilnej mineralizácie v žilných štruktúrach (žilu Rozália prevŕtal v hĺbke 2000 m po úklone od jej reálneho východu na povrch). Kombinácia technickej hĺbky s termodynamickou "hĺbkou" medenej zóny nám umožnili pozorovať koreňové zóny štiavnického žilného hydrotermálneho systému.

Geologický profil vrtu predstavuje takmer úplný súbor horninových typov, ktoré sa zúčastňujú na geologickej stavbe štiavnického hrastu, a to v rozsahu od paleozoika až po miocén (obr. 2). Vulkanoplutonický komplex zastupujú subvulkanické intrúzie typu silov, dajok a veľkých ložných intrúzií. Najstaršou vulkanickou horninou vo vrte je subvulkanický pyroxénovo-amfibolovo±biotitovo-andezitový porfýr typu Myšia hora, v menšej miere andezitový porfýr tanádskeho typu. V úrovni predvulkanického podložia je mohutná subhorizontálna ložná intrúzia granodioritu. Do priestoru medzi andezitové porfýry a granodiority prenikali sily kremeňovo-dioritových porfýrov. Najvýznamnejší je "hlavný sil", ktorý oddeľuje andezitové porfýry od podložia a dosahuje pravú mocnosť až 200 m. V podložnom telese granodioritu sú početné strmo uložené dajky kremeňovo-dioritových porfýrov, ktoré zanikajú v nadložnom subhorizontálnom sile. Mezozoikum (spodný a stredný trias) je vo vrte vyvinuté len v malej mocnosti vo forme xenolitov, hlavne vo veľkom sile kremeňovo-dioritového porfýru. Paleozoické metamorfované bridlice sú ponorené hlbšie v granodiorite.



Obr. 1. Situačná schéma vrtu B-1.
Fig. 1. Situation scheme of the B-1 drilling.



Obr. 2. Geologický profil vrtu B-1 (podľa Štohla, 1990). 1 - andezit typu Myšia hora (pyroxén, amfibol, biotit), 2 - kremeňovo-dioritový porfýr, 3 - granitový porfýr, 4 - porfyrický granodiorit, 5 - granodiorit, 6 - aplitové žilky, 7 - paleogénne zlepence, 8 - mezozoikum, 9 - kryštalické bridlice, 10 - rudné žily, 11 - PIŽ mineralizácia, 12 - ploché pyritovo-polymetalické žilky patriace do systému PIŽ.
Fig. 2. Geological profile of the B-1 drilling (after Štohl, 1990). 1 - andesite of Myšia hora type (pyroxene, amphibole, biotite), 2 - quartz diorite porphyrite, 3 - granite porphyry, 4 - porphyric granodiorite, 5 - granodiorite, 6 - aplite veinlets, 7 - conglomerate, Paleogene, 8 - Mesozoic undivided, 9 - crystalline schist, 10 - ore vein, 11 - DS ore type, 12 - pyrite-base metal ore veinlets at low angles representing the DS ore type.

Mineralogická charakteristika Pb-Zn-Cu zrudnenia

Prejavy rudnej mineralizácie vo vrte možno pripísať dvom odlišným genetickým typom mineralizácie, a to vtrúsenej PIŽ a žilnej, prevažne vo vývoji medenej zóny.

Časový posun medzi obidvoma mineralizáciami je zreteľne vyjadrený intramineralizačným postavením kremeňovo-dioritových intrúzií. PIŽ mineralizácia je staršia, priestorovo aj geneticky sa viažuca na vrcholové časti granodioritu. Ak sa vyskytuje v priaznivom karbonátovom prostredí mezozoika, má rudná mineralizácia metasomatický charakter. PIŽ mineralizáciu v priestore vrtu nesprevádza vysokotermálna skarnová paragenéza.

PIŽ mineralizáciu vrt B-1 zachytil v hĺbke 469,8-1396,7 m (s výnimkou úsekov, kde vrt prechádza prostredím kremeňovo-dioritových porfýrov) a predstavuje iný genetický typ. Jej značný vertikálny rozsah a geologickoštruktúrna väzba na geologické prostredie sú evidentné z litogeochemickej distribúcie hlavných rudných prvkov - Pb, Zn, Cu (obr. 3).

Žilnú mineralizáciu vrt B-1 zachytil v rozličnej hĺbkovej úrovni a možno ju priradiť k systémom žily Ochsenkopf (92,2 - 123,5 m), Amália (325,2 - 408 m), Bakaly (823 - 1090 m) a Rozália (1803 - 1882).

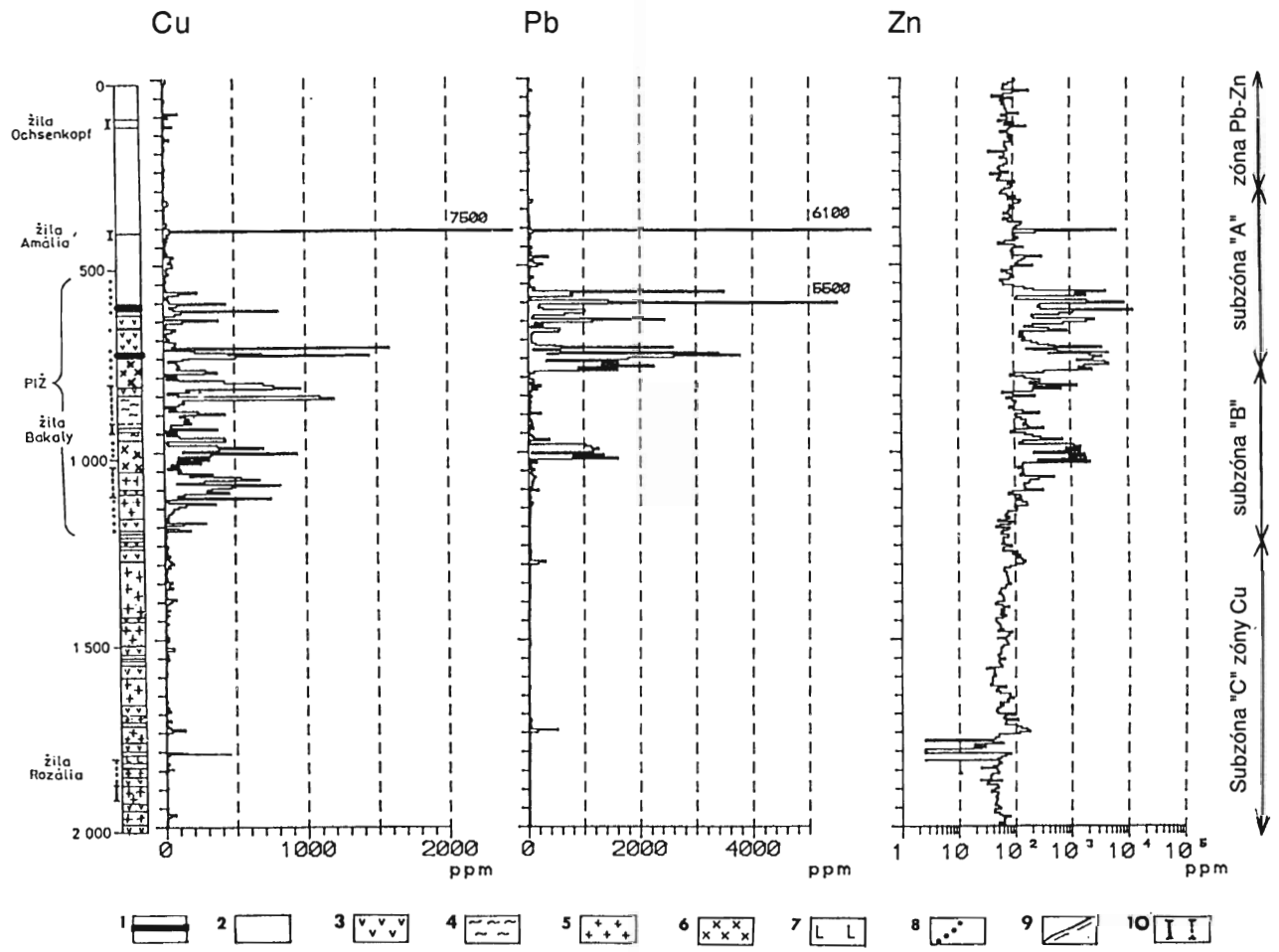
Pásma žily Bakaly a Rozália, ktoré sú uložené hlbšie, už vo vrte netvoria klasické žilné štruktúry, ale sú "rozpadnuté" na široké žilníkové pásma, čo je zrejme spôsob, akým zanikajú žilnotektonické systémy v hĺbke.

Polymetalická impregnačno-žilníková mineralizácia (PIŽ)

Odlišným časovým a genetickým typom ako žilná mineralizácia je PIŽ mineralizácia, ktorá sa geneticky a priestorovo viaže na okrajové porfyrické granodiority a v celkovom kontexte metalogenetického vývoja je súčasťou predkalderového štádia (Štohl a Lexa, 1990). Po prvý raz sa zistila v tektonickom bloku medzi žilou Rozália a Bakaly. Genézu, mineralógiu a geologickoštruktúrnu pozíciu tohto nového typu mineralizácie v štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode zhodnotil Koděra (1978), Gavora (1983), Michalenko a Mitáček (1987) a Štohl et al. (1989).

Výsledky vrtu B-1 a povrchový geologický výskum preukázali, že PIŽ mineralizácia je podstatne rozšírenejšia, ako sa pôvodne predpokladalo. Zistila sa:

- v prostredí pyroxenicko-amfibolicko±biotitických andezitových porfýrov typu Myšia hora, hlavne v úseku 567 - 585,8 m (najbohatší úsek medzi 569 - 570 m obsahuje 1,25 % Pb, 6,0 % Zn a 0,17 % Cu;



Obr. 3. Litogeochemický profil vrtu (podľa Garguláka). 1 - poloha nerozlíšeného mezozoika, 2 - amfibolicko-biotitický andezit, 3 - kremeňovo-dioritový porfýr, 4 - metamorfity, 5 - granodiorit, 6 - okrajový porfyrický granodiorit, 7 - žulový porfýr, 8 - PIŽ mineralizácia, 9 - rudná žila, 10 - rozsah žily, okoložilná impregnácia.

Fig. 3. Lithogeochemical profile of the B-1 drilling (elaborated by Gargulák). 1 - Mesozoic undifferentiated, 2 - andesite (amphibole, biotite), 3 - quartz diorite porphyrite, 4 - metamorphite, 5 - granodiorite, 6 - porphyric granodiorite, marginal facies, 7 - granite porphyry, 8 - DS ore type, 9 - ore vein, 10 - ore vein extent, vein-near dissemination.

- v prostredí piesčito-ílovitých a vápnito-dolomitických blokov (interval 585,8 - 606,1 m, 620,1 - 625,0 m, 651,5 - 656,1 m, 717,9 - 728,0 m, 735,6 - 738,4 m) s najbohatším zrudnením v xenolite (620,1 - 625,0 m) obklopenom kremeňovo-dioritovým porfýrom, kde najkvalitnejší úsek (623,0 - 624,0 m) vykázal obsah 2,85 % Pb, 3,60 % Zn, 0,45 % Cu a 15,6 Ag g/t;

- v okrajových fáciách granodioritu až porfyrického granodioritu, s ktorým predpokladáme aj priame genetické súvislosti; maximálne hodnoty tu však nedosahujú ekonomické parametre, aj keď je mocnosť mineralizovaných polôh značná (78,7 a 80,5 m); obsah Pb - Zn sa pohybuje prevažne do 1 %.

Charakter polymetalickej impregnačno-žilníkovej mineralizácie vo vrte B-1 je v úzkej zhode s charakterom PIŽ mineralizácie v tektonickom bloku žily Rozália a Bakaly tak, ako ju opísal Koděra (1978), a potvrdzuje výskyt tejto mineralizácie aj za hranicami tektonického bloku Rozália a Bakaly.

Polymetalickú impregnačno-žilníkovú mineralizáciu možno vo vrte B-1 pozorovať najčastejšie vo forme nepravidelných žiliek s premenlivou mocnosťou, ktorá miestami prechádza do viac či menej bohatej impregnácie. Pre tento typ mineralizácie je charakteristické jednoduché minerálne zloženie s prevahou sfaleritu a galenitu nad chalkopyritom a pyritom, akcesoricky je prítomný bornit, digenit, goethit a hematit. Z nerudných minerálov je prítomný kremeň, karbonáty, chlorit a epidot. Mineralogické štúdium PIŽ mineralizácie vo vrte B-1 potvrdilo existenciu dvoch viac-menej samostatných mineralizačných období, ktorým predchádzalo predrudné štádium (kremeň, epidot, karbonáty) ako to opísal Koděra (1978), a ktoré sa kvalitatívne od seba odlišujú len veľmi nepatrne (tab. 1). Staršiu mineralizačnú periódu reprezentuje pyrit, sfalerit, galenit a vzácnejšie chalkopyrit. V prevažnej miere sa viaže na kremeňovo-epidotovo-karbonátové žilky, príp. ich zhluky. Pyrit ako najstarší rudný minerál je intenzívne korodovaný, zatláčajú ho a cementujú prakticky všetky

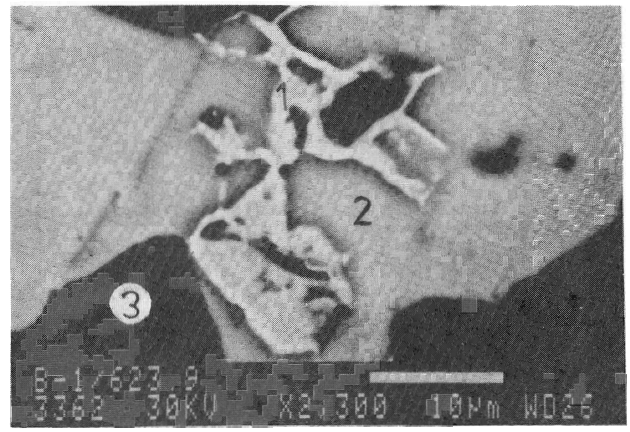
mladšie minerály. Galenit vystupuje v úzkej asociácii so sfaleritom I a chalkopyritom. Sfalerit I ho intenzívne zatláča. Preniká do medzizrnových priestorov epidotu, kremeňa i kalcitu. Sfalerit I obsahuje početné odmiešaniny chalkopyritu. Predstaviteľom mladšej mineralizačnej periódy je galenit, ktorý intenzívne zatláča sfalerit I a chalkopyrit. Zatláča ho sfalerit II, ktorý odmiešaniny chalkopyritu neobsahuje. Galenit je od okraja zŕn zatláčaný lištovitým hematitom, ktorý ojedinele pozorovať aj vo forme pigmentácie. Bornit je veľmi vzácny, zatláča chalkopyrit, tvorí reakčný lem medzi pyritom a galenitom a sám je zatláčaný digenitom. Asociáciu rudných minerálov dopĺňa goethit, často s koncentrickou štruktúrou. Zistená prítomnosť hematitu v asociácii minerálov PIŽ mineralizácie vo vrte B-1 môže signalizovať proces naloženej mladšej, žilnej mineralizácie na staršiu PIŽ mineralizáciu, lebo v asociácii minerálov PIŽ zrudnenia, ktorú opisuje Koděra (1978) z tektonického bloku žily Rozália a Bakaly, hematit chýba.

TAB. 1
Prehľadná tabuľka PIŽ mineralizácie
Review of the DS ore type

	"Staršia" PIŽ mineralizácia	Hydrotermálne metasomatické zrudnenie
Predrudné štádium	kremeň, epidot, +karbonáty	
Staršia min. perióda	pyrit, sfalerit, galenit, chalkopyrit	sfalerit, galenit, chalkopyrit
Mladšia min. perióda	galenit, sfalerit, chalkopyrit (?)	sfalerit, galenit, chalkopyrit, elektrum, hessit (?)
Porudné štádium	hrubozrnný kremeň, karbonáty, chlorit	

Hydrotermálne metasomatické zrudnenie sa vo vrte B-1 najvýraznejšie prejavilo vo dvoch xenolitoch mezozoika v sile kremeňovo-dioritového porfýru. V zrohovatených ílovito-piesčitých horninách (597,5 - 606,1 m), kde horninu preráža sieť žiliek epidot - kalcit - sfalerit - galenit - chalkopyrit, a v dolomitickom vápenci (?) (620,8 - 623,0 m) zrudnenie miestami nadobúda charakter masívnej rudy. Hydrotermálne metasomatické zrudnenie v základných črtách vykazuje analógiu s polymetalickoimpregnačno-žilníkovou mineralizáciou.

Dominujúcim rudným minerálom je sfalerit. Časť z neho obsahuje početné odmiešaniny chalkopyritu, miestami usporiadané pozdĺž línií štiepateľnosti. Na základe štruktúrno-textúrnych znakov pozorovaných vo vzorkách možno vyčleniť dva typy sfaleritu, pričom sfalerit I prevažuje. Sfalerit I má zvýšený obsah kadmia (0,470 %), čo je v súlade s výsledkami štúdia Koděru (1978), ktorý udáva hodnoty kadmia vo sfalerite z metasomatického zrudnenia v rozpätí 0,34 - 0,40 % a kadmium pokladá za typický izomorfný prvok vo sfalerite tohto typu. Galenit tvorí nepravidelné, miestami lalokovité agregáty až šmuhy, vzácnejšie hypidiomorfné zrná veľké do 1,3 mm.



Obr. 4. Elektrum (1) zatláča galenit (2), na rozhraní so sfaleritom (3). PIŽ-mineralizácia. Nábrus v riadkovacom elektrónovom mikroskope - kompozícia (SEM).
Fig. 4. Electrum (1) replacing galenite (2) along the margins with sphalerite (3). DS ore type. Polished section in SEM micrograph, composition.

Vystupuje v úzkej asociácii so sfaleritom. Uzatvára hessit (?) a zatláča ho elektrum (obr. 4). Galenit II prevláda nad galenitom I. Chalkopyrit je v porovnaní so sfaleritom a galenitom zastúpený v menšom množstve a možno pri ňom predpokladať dve odlišné generácie s nerovnakým stupňom termodynamických podmienok vzniku. Chalkopyrit I obsahuje hviezdicovité a dendritické odmiešaniny sfaleritu, ktoré sú odrazom vysokoteplotných podmienok vzniku chalkopyritu v štádiu mineralizácie. Vystupuje v úzkej asociácii so sfaleritom I. Chalkopyrit II pozorovať hlavne vo forme izolovaných, alotriomorfne vyvinutých zŕn, ojedinele zatláčaných bornitom. Elektrum bolo identifikované na rozhraní galenit - sfalerit (obr. 4; Au = 55,9 %, Ag = 44,0 %).

Mladšiu polymetalickú impregnačno-žilníkovú mineralizáciu vo vrte B-1 reprezentuje systém viac-menej pravidelných žiliek (do 1,5 cm), ktoré prerážajú granodiorit aj dacit.

Rudná mineralizácia sa viaže na kremeňovo-karbonátové žilky, pričom galenit so sfaleritom prevláda nad chalkopyritom. Prítomnosť hematitu, ktorý pozorovať po obvode galenitových zŕn, ako aj rozptýlený v hornine, možno považovať za produkt mladších mineralizačných procesov.

Na rozdiel od žilnej mineralizácie je charakteristickým nerudným minerálom preddacitovej polymetalickej impregnačno-žilníkovej mineralizácie epidot, ktorý je zastúpený v predrudnom štádiu (ako hlavný produkt premeny granodioritu; Koděra, 1986), ako aj v rudonosnom a čiastočne i porudnom štádiu mineralizácie. Spolu s kremeňom a karbonátom tvorí hlavnú zložku výplne žiliek.

Epidot pozorovať vo vrte B-1 vo viacerých farebných odtieňoch, od sýtozeleného, špinavozeleného, ružovkastohnedého až po špinavohnedý. Je jemnozrnný až kryštalický. Najčastejšie vystupuje vo forme nepravidelných žiliek (od vlásočnicovej mocnosti až po 1 cm), tvorí povlak na tektonických zrkadlách, ale aj nepravidelné zhluky a šmuhy. Kremeň je zastúpený v menšom množstve

ako v žilnej mineralizácii. Väčšinou ho zatláčajú rudné minerály. Produktom porudného štádia mineralizácie je hrubozrnný kremeň, sprevádzaný karbonátmi. Karbonáty sú najbohatšie zastúpené vo forme nepravidelných žiliek alebo v spoločenstve s epidotom a kremeňom, alebo prerážajú epidotové aj kremeňové žilky, príp. tvoria spolu s epidotom a chloritom šmuhy. Chloritové žilky, sprevádzané najmä epidotom, ale aj kremeňom a karbonátmi, vystupujú len v hlbších častiach úrovne PIŽ zrudnenia (pod 900 m).Epidot tvorí nepravidelné žilky, jemný povlak, šmuhy a hniezda.

Žilná mineralizácia

Je hlavným typom rudnej mineralizácie v štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode a je mladšia ako intrúzie kremeňovodioritových porfýrov. Vrt B-1 zachytil časť žilného systému žily Ochsekopf, Amália, Bakaly a Rozália. Žilná mineralizácia prislúcha postkalderovému metalogenetickému štádiu a súvisí s tektogenézou vzniku štiavnického hrastu (Štohl a Lexa, 1990). Vlastná mineralizácia rudných žíl má zložitý pulzačný charakter s početnými prejavmi intermineralizačnej tektoniky, ktorá podmienila vznik viacerých mineralizačných periód. Podľa výskumu Koděru (1963) sa na mineralizácii štiavnických žíl zúčastnilo šesť hlavných prínosových periód, z ktorých hlavná bola druhá a štvrtá. Smerom do hĺbky staršie periódy vykliňujú.

Pásmo žily Ochsenkopf zachytené vo vrte B-1 pozostáva z dvoch dobre tektonicky exponovaných žilných štruktúr - nadložnej Ochsenkopf (96,5 - 104,1 m) a podložnej (120,5 - 127,0 m). Zastúpenie rudnej mineralizácie je sporadické, čo naznačuje, že vrt zasiahol žilu v nebilančnom vývoji. Minerály tvoria túto asociáciu: pyrit, markazit, chalkopyrit, galenit, sfalerit, kremeň, karbonáty.

Podľa štruktúrno-textúrnych znakov pozorovaných pri mineralogickom štúdiu možno mineralizáciu v intervale pásma žily Oschsenkopf v zmysle Koděru (1963) začleniť do staršej rudnej etapy, s prevahou galenitu a sfaleritu, a mladšej, v kremeňovo-karbonátovom vývoji, s podradným zastúpením polymetalického zrudnenia (tab. 2). Prekrývanie kryštalizačných intervalov neumožňuje jednoznačne odlíšiť mineralizačné periódy tak, ako ich vyčlenil Koděra (1963). Hlavným nositeľom zrudnenia bola pravdepodobne druhá perióda, reprezentovaná galenitom, sfaleritom, menej chalkopyritom a pyritom. Rudné minerály sú rozptýlené vo forme samostatných zŕn, zhlukov a prerastov, často spolu s kremeňom. Sfalerit obsahuje početné odmiešaniny chalkopyritu. Galenit a chalkopyrit intenzívne zatláčajú a cementujú pyrit. Typickým predstaviteľom mladšej (šiestej ?) prínosovej periódy je markazit, ktorý vo forme izolovaných zŕn a agregátov tvorí medzizrnovú výplň v karbonátoch.

Pásmo žily Amália reprezentuje dve nadložné žilné štruktúry (325,0 - 326,1 m; 331,9 - 335,7 m) a hlavná žila Amália (404,0 - 407,4 m). Asociácia minerálov je: pyrit, markazit, sfalerit, galenit, chalkopyrit, polybázit, Ag-Pb-Fe sulfosoľ, Mo-Pb minerál, pyrotín, hematit, bornit, kremeň, karbonáty, epidot.

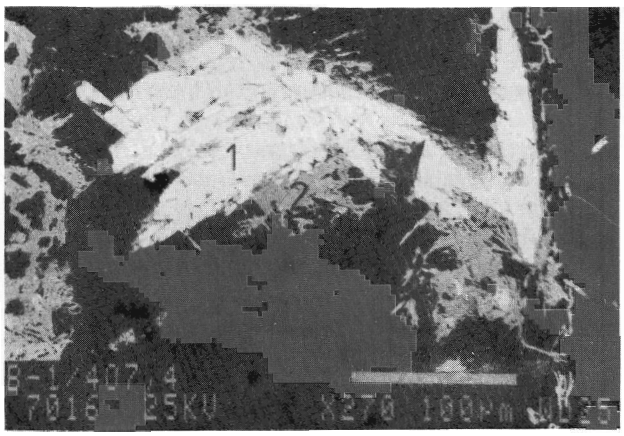
V rámci komplexnej zonálnosti štiavnicko-hodrušského rudného revíru (Koděra, 1965) možno interval pásma žily Amália vo vrte B-1 zaradiť na hranicu spodnej Pb-Zn zóny a vrchnej medenej zóny (čo dokazujú aj analýzy úseku 407,4 - 408,0 m, kde Pb = 0,60 %, Zn = 0,77 %, Cu = 2,20 % a Ag = 23 g/t). Na jej mineralizácii sa v zmysle Koděru (1963) zúčastnilo všetkých šesť prínosových periód. Hlavná časť zrudnenia je produktom druhej a štvrtej rudonosnej periódy (tab. 2). Druhá rudonosná perióda bola kremeňovo-polymetalická, s výraznou prevahou sfaleritu a galenitu nad chalkopyritom. Sfalerit je tmavohnedý až čierny a s početnými odmiešaninami chalkopyritu. Štvrtá rudonosná perióda je vyvinutá v typickom kremeňovo-chalkopyritovom vývoji. Hlavnou rudnou zložkou je chalkopyrit sprevádzaný sfaleritom a galenitom. Chalkopyrit tvorí samostatné zrná a väčšie zhluky, často preniká do medzizrnových priestorov kremeňa starších periód, ale zatláča ho mladší idiomorfný kremeň. Produktom mladšej mineralizačnej periódy (šiestej ?) je polybázit, Pb-Mo minerál, Ag-Cu-Fe sulfosoľ, markazit, galenit, pyrit, medovožltý sfalerit, lištovitý hematit, hrubokryštalický kremeň a karbonáty. Polybázit vystupuje po obvode galenitových zŕn a preniká pozdĺž medzizrnových priestorov hrubozrnného kremeňa podobne ako markazit, ktorý je navyše zatláčaný hematitom (obr. 5). Pozornosť si zaslúži Pb-Mo minerál, ktorý

TAB. 2

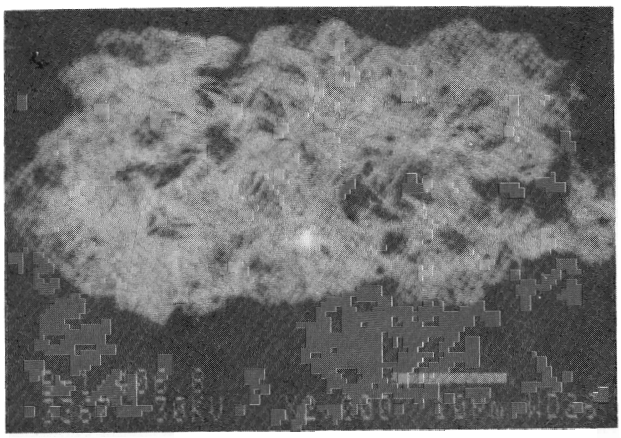
Chemické zloženie minerálov zo žily Bakaly a Rozália (v hmot. %)
Chemical composition of minerals in the Bakaly and Rozália veins (weight %)

	Se galenit žila Bakaly	Aikinit žila Bakaly		Wittichenit žila Bakaly		Chalkozín žila Rozália
	1 090 m	823 m	1118 m	1 029 m	823 m	1 029 m	1 802,9 m
S	10,5	15,3	14,9	15,2	18,5	17,9	20,21
Se	3,2	1,1	2,5	0,0	0,0	0,0	0,26
Pb	83,1	33,3	33,1	33,1	0,0	0,0	-
Cu	0,6	11,8	11,5	10,8	37,5	36,2	79,89
Bi	1,4	37,7	38,5	38,5	41,5	44,4	-
Ag	0,2	0,0	0,1	0,1	3,0	1,6	0,6
Te	0,1	-	-	-	-	-	-
Suma	99,1	99,2	100,7	100,7	100,5	100,0	100,41

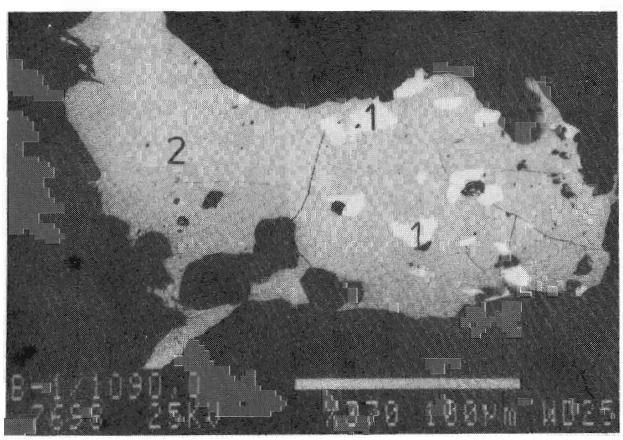
Analyzoval CLEM GÚDŠ Bratislava na elektrónovom mikroanalyzátore JVXA-733



Obr. 5. Markazit (1) zatláčaný hematitom (2). Žila Amália, SEM.
Fig. 5. Marcasite (1) replaced by hematite.(2). Amália vein, SEM micrograph.



Obr. 6. Šupinkovité zrná Pb-Mo minerálu. Žila Amália, SEM.
Fig. 6. Flaky grains of Pb-Mo mineral. Amália vein, SEM micrograph.



Obr. 7. Seléniový galenit (1) zatláča aikinit (2). Žila Bakaly, SEM.
Fig. 7. Se-galenite (1) replacing aikinite (2). Bakaly vein, SEM micrograph.

vystupuje v podobe samostatných jemne šupinkovitých zŕn (obr. 6) alebo v úzkej asociácii s galenitom, okolo ktorého vytvára lemy a ktorý zatláča. Ani za pomoci elektrónového mikroanalyzátora sa nepodarilo určiť, či ide o zmes molybdenitu a galenitu, alebo či ide o nový, doteraz neopísaný sulfid olova a molybdénu (kvantitatívne chemické zloženie v hmot. %: Pb = 59,8; Mo = 18,2; Fe = 1,7; S = 18,5).

Typickým predstaviteľom pulzačného charakteru mineralizácie je pyrit, ktorý vystupuje v niekoľkých generáciách a pozorovať ho v rozličných formách: intenzívne korodovaný rudnými aj nerudnými minerálmi, poprerastaný galenitom, sfaleritom a chalkopyritom, zonálny, idiomorfný (najčastejšie pentagonálny dodekaéder), uzatváraný v markazite, zonálny vo forme tmelu v medzizrnových priestoroch kremeňa, homogénny, alotriomorfný, uzatváraný v markazite, nepravidelné agregáty s náznakom kolomorfných štruktúr lalokovitého tvaru.

Pásmo žily Bakaly vrt zachytil v hĺbke 823,0 - 1090,0 m. Žila je rozpadnutá do širokého žilníkového pásma aj mimo rámca tektonickej zóny žily (911,0 - 932,0 m). Je v prostredí plastických chloritických ílovitých bridlíc, ktoré zrejme neboli vhodné na vytvorenie väčších samostatných puklín. Súčasne treba rozptyl epigenetickej žilnej mineralizácie chápať ako zánik individualizovanej žily do hĺbky a jej transformáciu do žilníkovitého "chvosta", ktorý vznikol virgenciou hlavnej žilnej štruktúry. Ide prevažne o kremeňovo-karbonátové žilky s chalkopyritom v mocnosti do 1 cm. Množstvo sulfidov, ktoré sú v žilníkovom pásme štruktúry Bakaly, by stačilo na vytvorenie kvalitnej žilnej mineralizácie, ak by pre nepriaznivé štruktúrne faktory nebola rozptýlená. Najkvalitnejšie úseky z hľadiska obsahu Cu sú v intervale 819 - 828 m v úseku 850 - 860 m, v prvom úseku sa Cu-žilník viaže na hydrotermálne premenený kremeňovo-dioritový porfýr (obsah Cu 0,1 - 0,2 %), čo dokladá mladší vek mineralizácie (postporfýrový a postpolymetalickoimpregnačno-žilníkový). Asociáciu minerálov v pásme žily Bakaly reprezentuje chalkopyrit, galenit, selénový galenit, aikinit, wittichenit, pyrit, sfalerit, bornit, hematit, kremeň, karbonáty, epidot a chlorit.

Na mineralizácii žily Bakaly sa zúčastnili (v zmysle Koděru, 1963) tri najmladšie mineralizačné periódy - štvrtá, piata a šiesta (tab. 2). Štvrtú zastupuje kremeňovo-chalkopyritový vývoj. Chalkopyrit dominuje, vystupuje vo forme rozptýlených zŕn, ich agregátov a žiliek. Zastúpenie galenitu v porovnaní s chalkopyritom je podradné, väčšinou chalkopyrit zatláča. Časť galenitu viažuca sa na aikinit obsahuje zvýšený podiel selénu a striebra (obr. 7, tab. 3). V úzkej asociácii s chalkopyritom vystupujú bizmutové minerály - aikinit a wittichenit. Ich prítomnosť potvrdzuje konštatovanie Koděru (1970), že bohatší výskyt bizmutových sulfosolí je typický pre strednú časť medenej zóny (tzv. subzóna B), do ktorej možno pásmo žily Bakaly vo vrte B-1 zaradiť. Najbohatšie zastúpenou bizmutovou sulfosoľou je aikinit, ktorý tvorí súvislé lemy okolo chalkopyritu, preniká pozdĺž trhliniek do jeho zŕn, od okraja ho zatláča (obr. 8). Zatláčaný je wittichenitom a selénovým galenitom. Wittichenit lalokovite zatláča a lemuje aikinit (obr. 8), zatláča ho selénový galenit (obr. 7), ojedinele hematit. Zastúpenie bornitu v pásme žily Bakaly je nepatrné, ale možno predpokladať jeho dve generácie. Časť bornitu, ktorý vystupuje v úzkej asociácii s bizmutovými sulfosoľami, možno zaradiť do štvrtej

TAB. 3
Prehľadná tabuľka žilnej mineralizácie
Review of the vein ore types

Perióda	Žila Ochsenkopf 96,5 - 127 m	Žila Amália 325,0 - 408,0 m	Žila Bakaly 823,0 - 1 029,0 m	Žila Rozália 1 802,9 - 1 882,0 m
II	Kremeň, galenit, sfalerit, chalkopyrit, pyrit	kremeň, sfalerit, galenit, chalkopyrit		
IV		kremeň, chalkopyrit, sfalerit, galenit	kremeň, chalkopyrit, galenit, aikinit, wittichenit, bornit	
V		polybázit, pyrit, sfalerit, hematit, kremeň	kremeň, hematit, bornit	kremeň, karbonáty, epidot,chlorit, hematit, chalkopyrit, tennantit, wittichemit, galenit, chalkozín, bornit, digenit
VI	markazit, kremeň, karbonáty	hrubokryštalický kremeň, karbonáty, Pb-Mo minerál, markazit, galenit, sfalerit	manganokalcit	karbonáty, magnetit, hematit

periódy a bornit, ktorý intenzívne zatláča chalkopyrit, vznikol pravdepodobne pôsobením roztokov mladších periód. Hrubokryštalický hematit zatláča bornit, vzácnejšie aikinit. Začleniť ho možno do piatej periódy, kremeňovo-hematitovej. Produktom šiestej periódy je idiomorfný manganokalcit, ktorý vypĺňa medzizrnové priestory kremeňa.

Pásmo žily Rozália vystupuje vo vrte v hĺbke 1802,9 až 1882,0 m. Mineralizácia je krajne sporadická, viac sa prejavuje tektonicky ako epigenetickou výplňou. Vrt B-1 zachytil pásmo žily v hĺbke cca 2000 m od súčasného povrchu a od miesta dovtedy najhlbšieho štúdia paragenézy (vrt V-4, V-5; Koděra, 1978) 1000 m. Žila Rozália štruktúrne smerom do hĺbky zostrmuje svoj sklon a rozpadá sa na systém strmých žiliek so sklonom 70 - 75°. Makroskopicky pozorovateľnú výplň tvorí kalcit, kremeň, epidot a chlorit, veľmi zriedkavo sulfidy. Žila je v každom horninovom prostredí vyskytujúcom sa v tejto časti vrtu, t.j. v granitových porfýroch, dioritových porfýroch, kremeňovodioritových porfýroch a v granodiorite. Mocnosť žiliek je priemerne niekoľko cm až dm. Na plochách sú časté tektonické zrkadlá.

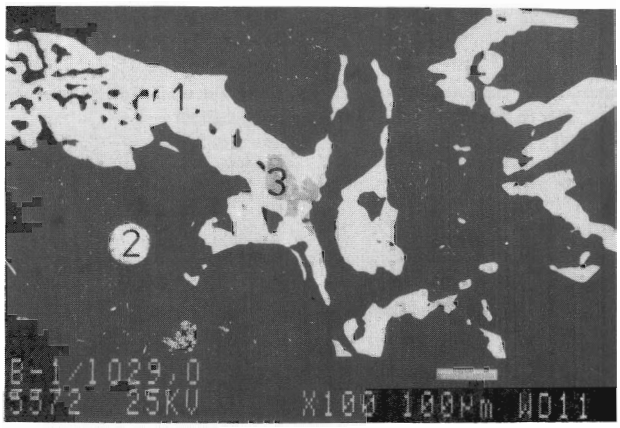
Teplota zistená na kalcite z hĺbky 1904 m dekrepitáciou je 100 - 110 °C a kremeňa z hĺbky 1881,7 m 190 - 200 °C (Eliaš in Kantor, 1990). Podľa makroskopického odhadu je v pásme žily Rozália najvýznamnejší výskyt epigenetického nízkotermálneho, miestami až kryštalického kalcitu. V hĺbke 1905,6 m v paragenéze s kalcitom vystupuje aj laumontit (Žáková in Štohl, 1990), čo tiež dokresľuje prekvapujúco nízkotermálny obraz hlbokých koreňových častí žily Rozália. Rudnú mineralizáciu možno pozorovať v akcesorickom množstve a reprezentuje ju chalkopyrit, chalkozín, bornit, digenit, tennantit, wittichenit, galenit, hematit a magnetit.

Pásmo žily Rozália zachytené vo vrte B-1 v rámci komplexnej zonálnosti už nemožno pokladať za súčasť medenej zóny, ale dá sa začleniť do tzv. koreňovej, v podstate nezrudnenej zóny, pričom prejavy sporadickej sulfidickej mineralizácie možno považovať za prejavy vyznievajúcej "subzóny C" medenej zóny s bornitom a chalkozínom tak, ako ju vyčlenil Koděra (1974).

Na mineralizácii intervalu pásma žily Rozália sa zúčastnili len najmladšie mineralizačné periódy (piata a šiesta; tab. 3), čo je v súlade s priestorovým rozložením prínosových periód žily, kde staršie periódy s hĺbkou vyznievajú (Koděra, 1965), čo má za následok zánik ekonomickej mineralizácie. Piata perióda je kremeňovo-karbonátovo-epidotovo-hematitová, s akcesorickým množstvom chalkopyritu, bornitu, chalkozínu, tennantitu, wittichenitu a galenitu. Šiesta perióda je v karbonátovom vývoji, prakticky bez polymetalickej sulfidickej mineralizácie.

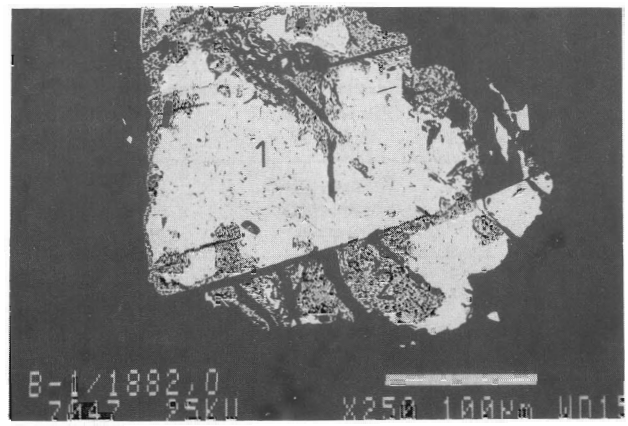
Chalkopyrit sa viaže na kremeňovo-epidotovo-karbonátové žilky, príp. ich zhluky. Intenzívne ho zatláča bornit, menej digenit a galenit. Bornit vystupuje v úzkej asociácii s chalkopyritom, vzácnejšie s chalkozínom. Zatláča ho tennantit, wittichenit a hematit. Chalkozín pozorovať vo forme nepravidelných agregátov a ich zhlukov s veľkosťou zŕn do 0,1 mm, vzácnejšie na rozhraní chalkopyritu a bornitu. Zatláča ho bornit (obr. 9). Wittichenit vystupuje po obvode bornitových zŕn a zatláča ho hematit. Vzhľadom na to, že sa v medenej zóne žily Rozália wittichenit bližšie neidentifikoval, porovnávať jeho chemické zloženie nemožno. Na rozdiel od wittichenitu zo žily Bakaly však neobsahuje zvýšený obsah striebra. Tennantit zatláča bornit, obsahuje zvýšený obsah Zn (9,1 %) a na tomto základe ho možno charakterizovať ako zinkovú varietu svanbergit. Galenit vystupuje na okraji zŕn chalkopyritu a bornitu.

Pre prechod žilného systému žily Rozália do tzv. koreňovej zóny je charakteristické nielen postupné vyznievanie sulfidických minerálov, ale aj stúpajúci podiel oxidických minerálov. Ich typickým predstaviteľom je hematit a magnetit. Podiel hematitu, hlavne vo forme hematitového povlaku na tektonických zrkadlách a jemných žiliek, často spolu s epidotom a chloritom, s hĺbkou stúpa. Rovnako je priamo úmerná závislosť medzi hĺbkou a prítomnosťou magnetitu, pričom možno



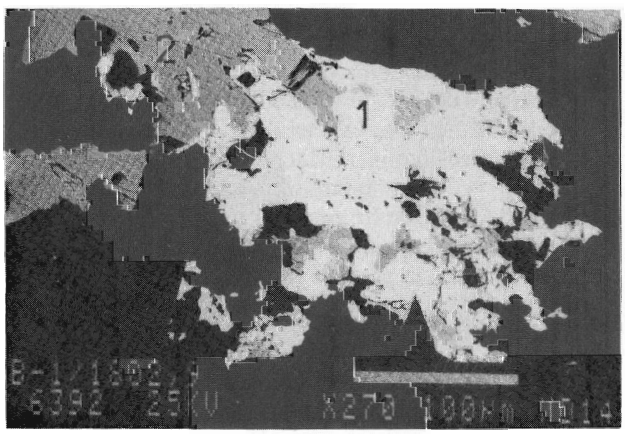
Obr. 8. Aikinit (1) po obvode chalkopyritu (2), zatláčaný wittichenitom (3). Žila Bakaly, SEM.

Fig. 8. Aikinite (1) along chalcopyrite margins (2) metasomatized by wittichenite (3). Bakaly vein, SEM micrograph.



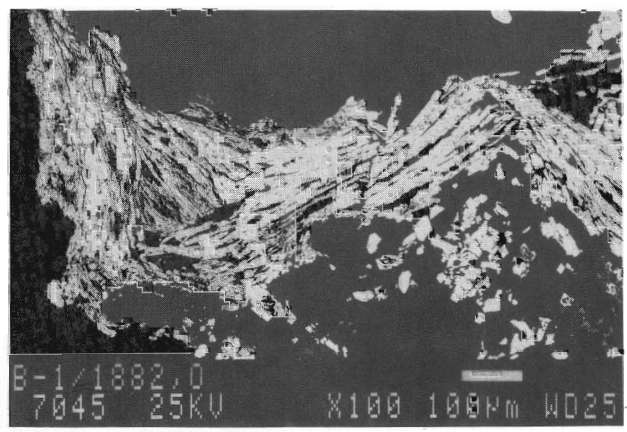
Obr. 10. Magmatický magnetit (1) zatláčaný hematitom (2) - martitizácia. Žila Rozália, SEM.

Fig. 10. Magmatic magnetite (1) replaced by hematite (2), martitization. Rozália vein, SEM micrograph.



Obr. 9. Chalkozín (1) zatláčaný bornitom (2). Žila Rozália, SEM.

Fig. 9. Chalcosine (1) replaced by bornite (2). Rozália vein, SEM micrograph.



Obr. 11. Pseudomorfóza hydrotermálneho magnetitu po chlorite. Žila Rozália, SEM.

Fig. 11. Pseudomorphoses of hydrothermal magnetite after chlorite. Rozália vein, SEM micrograph.

vyčleniť dva základné typy magnetitu - magmatický a hydrotermálny. Magmatický magnetit vystupuje v podobe rozptýlených zŕn hypidiomorfného tvaru (s typickou oktaédrickou štiepateľnosťou), zhlukov a hniezd v granodiorite. Pozorovať intenzívnu martitizáciu, pri ktorej sa miestami tvorí pseudomorfóza hematitu po magnetite (martit), čo odráža zmenu oxidačno-redukčného potenciálu prostredia (obr. 10). Magnetit je zatláčaný hematitom pozdĺž štiepateľnosti, puklín, ako aj od okraja zŕn. Magmatický magnetit má na rozdiel od hydrotermálneho magnetitu zvýšený obsah titánu, mangánu a hliníka. Hydrotermálny magnetit pozorovať v netypickej forme - tvorí pseudomorfózy po chlorite (obr. 11). Nepostihla ho martitizácia a pravdepodobne je produktom najmladšej mineralizačnej etapy, pričom sa zdroj železa potrebný na jeho vznik uvoľnil pri autometamorfnej premene chloritov.

Hlavným nerudným minerálom žilnej mineralizácie je kremeň, ktorý v žilnej výplni sprevádzajú karbonáty, chlorit a epidot. Zastúpený je vo viacerých farebne aj tvarovo odlišných generáciách a odrodách. Býva jemnozrnný až hrubozrnný, masívny, porézny, sivý, mliečnobiely, hnedočervený (cicopel s prímesou hematitu), zelenkastý (s prímesou chloritu), na puklinách pozorovať drúzy kryštálu a ametystu. Karbonáty sú hlavnou zložkou najmä mladšej žilnej výplne. Majú prevažne bielu farbu, ale bývajú aj ružovkasté až hnedasté. Staršie, karbonátové žilky sprevádzané kremeňom vytvárajú okoložilné vybielenie, mladšie, nízkoteplotné karbonáty (kalcit) nespôsobujú premenu okolnej horniny. Epidot je na rozdiel od PIŽ mineralizácie v žilnej mineralizácii zastúpený len ojedinele a viaže sa na mladšie mineralizačné etapy. Je sprievodným minerálom kremeňa a karbonátov v nepravidelných žilkách, miestami aj v asociácii s rudnou mineralizáciou. V dutinkách pozorovať i jeho kryštálové tvary. Zastúpenie chloritu s hĺbkou vrtu stúpa. Prvé náznaky chloritu sa objavujú v pásme žily Bakaly a ojedinele možno pozorovať chloritové žilky spolu s epidotom a kremeňom aj v pásme žily Rozália.

Pri zhrnutí poznatkov mineralogického štúdia koreňovej časti žily Rozália možno konštatovať, že nízkotermálne periódy - 5. perióda (kremeňová, karbonátová, zeolitovo-epidotovo-hematitová s akcesorickým chalkopyritom, tennantitom, wittichenitom a galenitom) a 6. perióda (karbonát, ± magnetit, hematit) - dokumentujú postupné ochladzovanie hydrotermálnych systémov, zrejme pod vplyvom toho, že sa tepelná anomália posúva hlbšie do priestoru pozvoľného ochladzovania hlbinného magmatického rezervoára. Najvýznamnejšia sulfidická mineralizácia v koreňovej časti žily Rozália je na okraji dajky granitového porfýru, kde je v intervale 1805,0 - 1862,0 m makroskopicky pozorovateľná jemne vtrúsená bornitová mineralizácia (zrnká bornitu nepresahujú 2 mm).

Celú žilníkovú zónu žily Rozália sprevádza aj mierne, ale jednoznačné zvýšenie K_2O v celom pásme. V niekoľkých prípadoch - v kvarcitovo-dioritových porfýroch a v granodioritoch - prevyšuje 4 %, v granitových porfýroch 7 %. Anomália draslíka a z makroskopickej mineralizácie hlavne kalcit najlepšie dokumentujú rozsah žilníkového pásma koreňovej časti žily Rozália. Draslík v minerálnej forme reprezentuje sericit a v menšej miere adulár. Pokým ide o minerálny charakter epigenetickej výplne koreňovej časti žily Rozália, možno konštatovať, že s hĺbkou rastie obsah kysličníkov v porovnaní so sírnikmi, čo zrejme odráža fakt, že sa v hĺbke zvyšuje aktivita kyslíka v systéme kyslík - síra na úkor síry.

Rudný aj nerudný materiál z vrtu B-1 sa izotopicky skúmal (Kantor a Ďurkovičová in Štohl, 1990). Zaujímavé výsledky poskytlo stanovovanie $\delta^{34}S$. Galenit z typu PIŽ (hĺbka 496,8 a 999,0 m) vykázal hodnotu 0,80 - 1,71 ‰, sfalerit (599,2 - 999,0 m) 1,34 a 2,25. Žilné typy mineralizácie sú izotopicky ťažšie, napr. sfalerit zo žily Amália (408 m) mal hodnotu $\delta^{34}S$ 4,81 ‰. Izotopicky bol stanovený aj $\delta^{18}O$ z kremeňa z piatich vzoriek z hĺbky 124 (žila Ochsenkopf) až 1881,7 m (žila Rozália). Hodnota varírovala medzi 6,30 až 9,77 ‰ a zdá sa, že do hĺbky nastáva obohatenie o ťažší izotop.

Z poznatkov získaných z vrtu B-1 o spôsobe zanikania žilných štruktúr na príklade žily Rozália možno konštatovať:

1. Žilné štruktúry sa s hĺbkou rozpadajú na žilníkový systém so značnou mocnosťou.
2. Žilník je tvorený výplňou karbonát, kremeň, epidot a hematit. Ide o najmladšie nízkotermálne periódy.
3. Zo sírnikov, ktorých množstvo je veľmi nepatrné, dominuje bornit. Prevažná časť vývoja epigenetickej mineralizácie je v nerudnom vývoji.
4. V priestore žilníka možno pozorovať dobre kontrastnú zónu hydrotermálnych premien, kde dominuje najmä prínos draslíka.
5. Poznatky (mineralogické, ako aj štruktúrnogeologické) o vývoji žilných štruktúr zistené v hĺbke žily Rozália možno využiť aj pri štúdiu iných žilných štruktúr v štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode.

Zonálnosť žilnej mineralizácie vo vrte B-1

Podľa vertikálneho rozloženia rudnej mineralizácie vo vrte B-1 a komplexnej zonálnosti štiavnicko-hodrušského rudného revíru (Koděra, 1963, 1965) možno vo vrte pozorovať obrátenú vertikálnu zonálnosť a vyčleniť niekoľko zón zrudnenia.

Vrchná Pb-Zn zóna je zastúpená v pásme žily Ochsenkopf (92,2 - 123,5 m) a hlavným nositeľom zrudnenia je druhá mineralizačná etapa, v ktorej prevažuje galenit a sfalerit nad chalkopyritom.

Spodná Pb-Zn zóna zasahuje do pásma žily Amália (325,2 - 408 m), ktorú možno zaradiť na rozhranie spodnej Pb-Zn zóny a vrchnej medenej zóny. Spodnej Pb-Zn zóne možno priradiť zrudnenie druhej (staršej), kremeňovo-polymetalickej mineralizačnej etape, v ktorej má prevahu sfalerit a galenit nad chalkopyritom.

Vrchná medená zóna (tzv. subzóna A) je zastúpená v pásme žily Amália (325,2 - 408,0 m) a je charakteristická prítomnosťou štvrtej rudnej periódy v kremeňovo-chalkopyritovom vývoji s podradnejším množstvom sfaleritu a galenitu.

Stredná medená zóna (tzv. subzóna B) vystupuje v pásme žily Bakaly (823,0 - 1090,0 m) a je pre ňu charakteristická prítomnosť bizmutových sulfosolí (aikinit, wittichenit), ktoré sú produktom štvrtej, kremeňovo-chalkopyritovej periódy.

Spodná medená zóna (tzv. subzóna C) je vo vrte B-1 zastúpená len vo forme vyznievajúcich prejavov v intervale žily Rozália (1802,9 - 1882,0 m) a je obohatená o bornit a chalkozín, ktoré sú produktom piatej, kremeňovo-hematitovej periódy.

Koreňová zóna vystupuje v úrovni žily Rozália (1802,9 - 1882,0 m) a na jej mineralizácii sa zúčastňovala už len najmladšia, šiesta, prakticky bezrudná mineralizácia.

Záver

Vrt B-1 priniesol rad nových poznatkov pre geológiu, tektoniku, magmatizmus, premeny a metalogenézu. Jeho primárnym cieľom bolo overiť povahu zániku žilných štruktúr s hĺbkou a súčasne charakterizovať epigenetickú mineralizáciu v závislosti od hĺbky výskytu. Vo vrte sa zistili dva genetické typy polymetalickej mineralizácie, staršia, polymetalická impregnačno-žilníková mineralizácia (PIŽ) a žilná mineralizácia viažuca sa na známe žily Ochsenkopf, Amália, Bakaly a Rozália. Na mineralizácii žíl sa zúčastnilo všetkých 6 prínosových období (Koděra, 1965) zastúpených v štiavnických žilách, pričom možno pozorovať obrátenú zonálnosť, kde staršie periódy s hĺbkou vyznievajú. Podľa vertikálneho rozloženia rudnej mineralizácie komplexnej zonálnosti štiavnicko-hodrušského rudného revíru (Koděra, 1963) možno vo vrte B-1 vyčleniť vrchnú Pb-Zn zónu (žila Ochsenkopf), spodnú Pb-Zn zónu, vrchnú medenú zónu (žila Amália), strednú medenú zónu (žila Bakaly), spodnú medenú zónu a koreňovú zónu (žila Rozália). Okrem rudnej mineralizácie sa charakterizovala aj nerudná mineralizácia a sprevádzajúce hydrotermálne premeny.

Literatúra

Gavora, S. 1983: Záverečná správa a výpočet zásob Hodruša - PIŽ-PP Pb-Zn-Cu ruda, stav k 1. 1. 1983. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Kantor, J. 1990: Izotopové zloženie mineralizácií vrtu B-1, Horná Roveň. *In: Štohl et al.: Záverečná správa za Vrt B-1. Manuskript - Geofond Bratislava.*

Koděra, M. 1963: Gesetzmässigkeiten der zonalen Verteilung der Mineralisation an der subvulkanischen Polymetalyschen Lagersrätte Banská Štiavnica. *In: Symposium: Problems of Postmagmatic ore Deposition, Vol. 1. Prague, 184 - 189.*

Koděra, M. 1965: Zur Frage der Tiefenfortsetzung der Gänge des Štiavnica-Erzreviers. *In: VII. Congress Carpatho-Balkan Geological Association, Reports III., Sofia, 319 - 321.*

Koděra, M. 1970: Záverečná správa o mineralogicko-geochemickom výskume mineralizácie a zrudnenia vo vrtoch KOV-41 a KOV-42 prevedených GÚDŠ v širšom okolí Banskej Štiavnice. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Koděra, M. 1978: Mineralogicko-paragenetický výskum mineralizácie v hĺbkovom pokračovaní Rozália žily a žilníkovo-impregnačnej mineralizácie na Rozália bani a vo vrte K-5. [Záverečná správa.]. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Koděra, M. 1986: Topografická mineralógia Slovenska. *Bratislava, Veda, vyd. SAV, Bratislava, 575.*

Michalenko, J. & Mitáček, J. 1987: Hodruša - Žilníkovo-impregnačné a žilné Cu, Pb, Zn (Au, Ag) zrudnenie v priestore žíl Rozália a Bakaly na XIV. obzore. Záverečná správa a výpočet zásob. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Štohl, J. 1983: Metalogenetická mapa stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1:100 000, vysvetlivky. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Štohl, J., Lexa, J. & Žáková, E. 1989: Nový pohľad na prognózne možnosti polymetalickej žilníkovo-impregnačnej mineralizácie (PIŽ) v oblasti Rozália bane pri Banskej Hodruši. *Region. Geol. Západ. Karpát, Spr. o výsk.. GÚDŠ, Bratislava.*

Štohl, J., Hojstričová, V., Lexa, J., Rojkovičová, Ľ. & Žáková, E. 1989: Nové poznatky o PIŽ-mineralizácii v oblasti Rozália bane. *In: Zbor. referátov zo seminára Metalogenéza malých intrúzií neovulkanitov Slovenska (Banský Studenec). GÚDŠ, Bratislava.*

Štohl, J. & Lexa, J. 1990: Metalogenéza spojená s intruzívnym komplexom centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. Zbor. "Prínos 50-ročnej činnosti GÚDŠ k rozvoju slovenskej geológie". *GÚDŠ, Bratislava.*

Štohl, J., Hojstričová, V., Lexa, J., Rojkovičová, Ľ., Žáková, E., Gargulák, M. & Staňa, Š. 1990: Záverečná správa za vrt B-1/2000 m, Horná Roveň. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Mineralogy, zonality and age of lead-zinc-copper ore in the B-1 drilling (Horná Roveň village, Central Slovakia)

In the frame of metallogenetic investigations concentrated onto the central zone of the Štiavnica stratovolcano, the B-1 drilling has reached to 2,000 m final depth. The drilling is situated about 2 km easterly from the Horná Roveň village (Fig. 1) on the heap of the abandoned Alexander adit.

A variegated ore assemblage has been found in the drilling. Beside the common vein ores, also a base-metal disseminated-stockwork (DS) type of ore occurs here assigned in the literature as the DS-type of ore. The drilling yielded significant data on mutual spatial and age relations of single ore types as well as on their depthward extent in single vein structures.

The geological profile of the drilling is represented by almost full set of rock types participating in the structure of the Štiavnica horst, from Paleozoic to Miocene (Fig. 2). The ore showings may be attributed to two different genetic types of ore:

- DS-type
- a vein ore type mostly developed in the copper zone.

Both ore types are divided by a clear chronological gap expressed by quartz diorite intrusions between the ore precipitation. The older DS ore type is chronologically and spatially related with apical parts of a granodiorite body. In the case of its occurrence in favorable Mesozoic carbonate environment, the ores are of metasomatic character. The DS ore type was stated in the B-1 drilling within the 469.8 - 1396.7 m depth interval. The largest concentration of base-metal minerals occurs in marginal facies of granodiorite to porphyric granodiorite where also immediate genetic relations are presumed. The disseminated to stockwork base-metal ores are mostly present in the B-1 drilling as irregular veinlets of variable thickness passing in places into more or less rich disseminations. This ore type is characterized by simple mineral composition in which sphalerite and galena prevail over chalcopyrite and pyrite, whereas bornite, digenite, goethite and hematite are present in accessory amounts. From gangue minerals quartz, carbonates, chlorite and epidote are present.

Vein ore was found in various depths of the B-1 drilling and these occurrences can be parallelized with vein systems of the Ochsenkopf, Amália, Bakaly and Rozália veins present as the upper and lower lead-zinc zone as well as the upper, middle and lover copper zone. This ore type is the main ore of the Štiavnica-Hodruša ore district and it is younger than the quartz diorite intrusions. The ore precipitation along the veins was of complicated pulsational character with frequent manifestations of inter-mineralization tectonics what caused the development of several ore stages. The older stages of ore precipitation cease depthward what is proof for a reverse ore zoning.

Mineralia slovaca, 25 (1993), 45 - 49

Amalgám striebra z Nižnej Slanej a Novoveskej Huty (Spišsko-gemerské rudohorie)

MILAN HÁBER[1], STANISLAV JELEŇ[1] a MARIÁN JELEŇ[2]

[1]Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica
[2]Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Šafárikova 114, 048 01 Rožňava

(Doručené 30. 11. 1992, revidovaná verzia doručená 7. 1. 1992)

Silver amalgam from the Nižná Slaná and Novoveská Huta mines (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.)

The silver amalgam has been ascertained in the Nižná Slaná in sulphidic veinlets in association with quartz, siderite, barite, pyrite, cinnabar, Hg-tetrahedrite and chalcopyrite. Mineral has yellowish-white colour, slight anisotropy and low hardness (HV_{5g} = 41). The analyses can be calculated to the empiric formula of Ag_5Hg_3, and/or Ag_3Hg_2.

The silver amalgam from the Novoveská Huta has been found in a varied sulphidic association (bornite, chalcocite, chalcopyrite and tennantite). In reflected light it has pinkish colour, high reflectance, optical isotropy and microhardness (HV_{5g}) from 53 to 75. The analyses can be calculated to the empiric formula of Ag_7Hg_2.

Úvod

Minerály striebra sú v hydrotermálnych ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria (SGR) veľmi vzácne. Ložisková oblasť Zlatej Idky je jedinou odkiaľ sa opisuje prítomnosť bohatšej striebornej asociácie minerálov (argentit - freibergit - Ag-jamesonit - dyskrazit - stefanit ? - pyrargyrit ?), ktorá bola zdrojom intenzívnej ťažby striebra (až 2800 kg ročne) už v minulom storočí (Rozlozsnik, 1911 - 1912; Lazár, 1961; Varček, 1973).

Amalgám striebra je najstaršie opísaným Ag-minerálom tejto metalogenetickej oblasti. Emerling (in Beudant, 1822) ho opísal ako tretí známy výskyt na svete z ložiska Nižná Slaná už roku 1796 v podobe striebrobieleho až červenkavého povlaku na kompaktných zrnitých agregátoch rumelky a v podobe veľmi zriedkavých drobných kryštálikov v asociácii s pyritom, rumelkou, tetraedritom, ortuťou, zlatom a kalcitom. Geneticky ho zaraďuje medzi primárne, ale aj sekundárne minerály.

Tento minerál, často spolu so striebrom, opisujú viacerí autori z oxidačnej zóny žily Mária v Rožňave (Zipser, 1817; Babčan a Novák, 1961), z výskytov v Uderinej a Čuntavy (Mišković, 1986), Smolníka (Haidinger, 1850) a z Bankova pri Košiciach (Peterec et al., 1990).

Pri detailnom mineralogickom výskume ložiska Nižná Slaná a Novoveská Huta sme zistili amalgám striebra v žilnej výplni obidvoch lokalít. V Nižnej Slanej výskum potvrdil jeho prítomnosť v primárnej mineralizácii a nález v Novoveskej Hute rozširuje počet jeho výskytov v SGR.

V tejto práci uvádzame detailnú charakteristiku zistených minerálnych fáz v systéme Ag - Hg a zhŕňame najnovšie poznatky o ich fyzikálnych a chemických vlastnostiach.

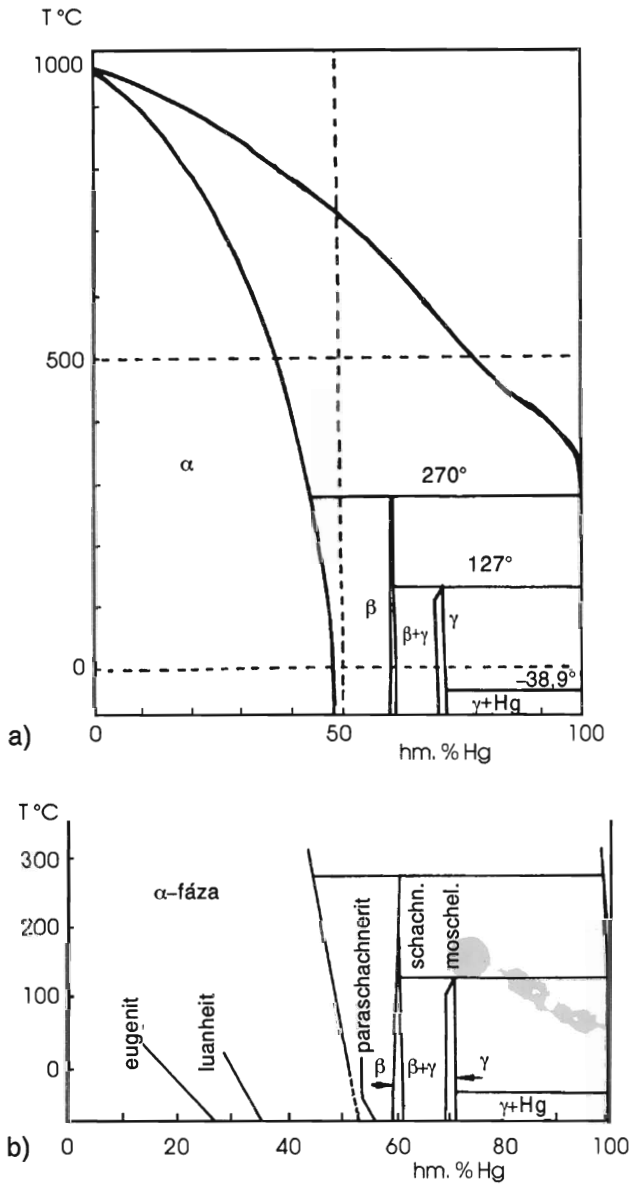
Súčasný stav poznatkov o systéme Ag - Hg

Binárny systém Ag - Hg obsahuje niekoľko vzácnych, ale nie vždy dokonale preskúmaných minerálnych fáz s premenlivým obsahom ortuti a striebra, ktoré vytvárajú tuhé roztoky spravidla s kubickou plošne centrovanou mriežkou typu Cu (Juško a Zacharova et al., 1986).

Diagram syntetického binárneho systému Ag - Hg na obr. 1a, konštruovaný na základe termického a mikroskopického štúdia (Murphy in Day-Mathewson, 1938), rtg prác (Day-Mathewson, 1938, a i.) a doplnený štúdiom Hansena a Anderka (1958) a Seeligera a Mückeho (1972), poukazuje na pomerne dobre a dostatočne preštudovanú oblasť systému nad 50 hm. % Hg.

Murphy a Preston (1931) vyčlenili v binárnom systéme Ag - Hg α-fázu (0 - 50 hm. % Hg), β-fázu (okolo 60 hm. % Hg) a γ-fázu (približne 70 hm. % Hg).

Kieft et al. (1987) uvádzajú nepretržitý rad tuhých roztokov (obr. 1b) α Ag-Hg amalgámu, nazývaného aj Hg-striebro alebo kongsbergit a obsahujúceho až 51 - 52 hm. % Hg. Relatívne veľké rozdiely u rozličných autorov sú v stanovení hornej hranice obsahu Hg. Napr. Čuchrov et al. (1960) udáva pri kongsbergite koncentráciu Hg do 5 hm. %, Strunz (1970) vymedzuje pri kongsbergite alebo aj α-amalgáme striebra obsah 0 - 31 at. % Hg (~ 0 – 20 hm. %), Ramdohr (1975) a Juško a Zacharova et al. (1986) používajú interval 5 - 23 hm. % Hg a Seeliger a Mücke (1972) až 48 hm. %. Ale v mineralogickom spravodajcovi (Čuchrov et al., 1960) sa uvádza arquerit s obsahom do 13 hm. % Hg a bordosit s obsahom do 30,7 hm. % Hg, ktoré neuznávajú ako minerálne druhy. V poslednom desaťročí sa identifikoval hexagonálny luanheit - Ag_3Hg s obsahom



Obr. 1. Fázový diagram Ag-Hg binárneho systému (a - podľa Seeligera a Mücke, 1972, b - podľa Kiefta et al., 1987).

Fig. 1. Phase diagrams of the system Ag-Hg (a - according to Seeliger and Mücke, 1972, b - according to Kieft et al., 1987).

37,9 hm. % Hg (Shao et al., 1984) a kubický eugenit - $Ag_{11}Hg_2$ s obsahom 27,5 hm. % Hg (Kucha, 1986).

V oblasti 51 - 60 hm. % Hg (β - fáza Murphyho a Prestona, l. c.) vyčlenil Seeliger a Mücke (1972) ortorombický paraschachnerit s obsahom 54 hm. % Hg a hexagonálny schachnerit s približne 57 hm. % Hg.

Oblasť systému Ag - Hg okolo 70 hm. % Hg (γ - fáza Murphyho a Prestona, l. c.) reprezentuje aj kubický moschellandsbergit - Ag_2Hg_3 (Berman a Harcourt, 1938) alebo aj γ - Ag_2Hg_3 (Palache et al., 1962), γ - Ag_5Hg_8 (Ramdohr, 1975), v súčasnosti opäť označovaný ako fáza γ - Ag_4Hg_5 (Zakrzewski a Burke, 1987).

Charakteristika výskytov

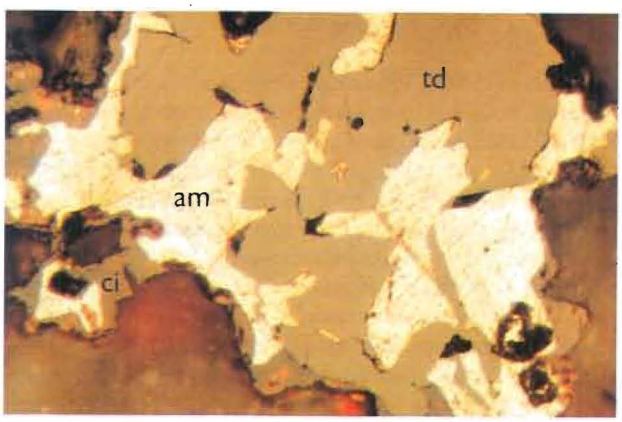
Nižnoslanská ložisková oblasť je situovaná v horninách staršieho paleozoika gelnickej skupiny, ktoré sa litostratigraficky začleňujú do súvrstvia Bystrého potoka (Bajaník et al., 1983), tvoreného podložným porfyroidom, komplexom pelitických a klastických hornín s polohami metasomatických karbonátov (kalcit, siderit, ankerit a akcesorické sulfidy a sulfosoli v ložiskách Manó a Gabriela), prechodným vulkanicko-sedimentárnym horizontom (fylity a porfyroidy), nadložným porfyroidom a mladšími hrubeklastickými a pelitickými horninami permského veku. Mladšiu epigenetickú mineralizáciu žilného a žilníkovoimpregnačného typu (ložisko Svätá trojica), lokalizovanú predovšetkým v nadložnom porfyroide, charakterizuje prítomnosť kremeňa, sideritu, ankeritu, barytu, pyritu, rumelky, chalkopyritu, tetraedritu-schwazitu, Ag-tetraedritu, akcesorického galenitu, arzenopyritu(?), amalgámu striebra a zlata. Zo sekundárnych minerálov sa okrem amalgámu striebra opisuje azurit, metacinabarit, oruď, práškovitá rumelka, kalomel a limonit. Študovaný amalgám sa zistil pri overovaní niektorých indícií metasomatického sideritového zrudnenia západne od Nižnej Slanej v sulfidických žilkách z vrtu SH-3 v hĺbke 124,2 m.

Ložisková oblasť Novoveskej Huty je situovaná v pestrých horninách krompašskej skupiny permu severného gemerika (Novotný a Mihál', 1987). V epigenetických žilách pretínajúcich všetky formácie hornín vrátane syngenetických ložísk sadrovca a stratiformných U-Mo polôh sa vo výplni žily H-7 v tzv. pestrej sulfidickej mineralizácii ako súčasti Fe-dolomitovo-kremeňovej sulfidickej etapy mineralizácie (Háber, 1977, 1978) zistil akcesorické zrnečka amalgámu striebra.

Mikroskopická charakteristika amalgámu striebra

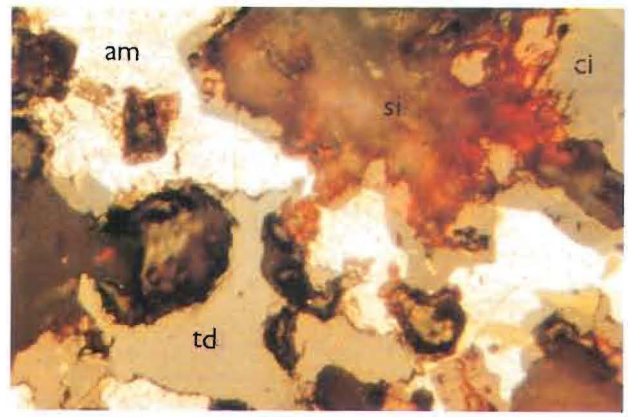
Amalgám z Nižnej Slanej asociuje s kremeňom, sideritom, Hg-tetraedritom, rumelkou, pyritom a chalkopyritom. Menšie zrnečka minerálu (0,00X mm) sú väčšinou samostatné, oválneho aj xenomorfného tvaru v malých dutinkách sideritu. Väčšie zrnečka (0,08 - 0,1 mm) sa zistili v agregátoch s rumelkou a Hg-tetraedritom v sideríte (obr. 2, 3). Ojedinele možno v jeho zrnách pozorovať drobné červíkovité zrnečka chalkopyritu. V Novoveskej Hute sa vyskytuje v podobe ojedinelých nepravidelne, ale aj xenomorfne omedzených zrniečok do veľkosti 50 μm v "póroch" (dutinkách) v bornite, chalkopyrite, chalkozíne a tennantite (obr. 4, 5). V asociácii s nimi sa vyskytuje Mg-siderit, baryt, enargit, covellín, wittichenit, galenit, sfalerit, pyrit, striebro, meď, zlato, hematit a uraninit.

V odrazenom svetle má minerál z Nižnej Slanej žltkavobielu, z Novoveskej Huty ružovkastobielu farbu. Má vysokú odraznosť, výrazne nad 60 %. Je veľmi mäkký, pomerne zle sa leští a povrch zrn rýchlo matnie. V skrížených nikoloch je amalgám z Nižnej Slanej slabo anizotropný. V amalgáme z Novoveskej Huty sa aj pri veľkom zväčšení a v imerzii nezistila optická anizotropia s výnimkou nepatrných efektov pravdepodobnej pseudoanizotropie (odraz od rýh po brúsení a leštení).



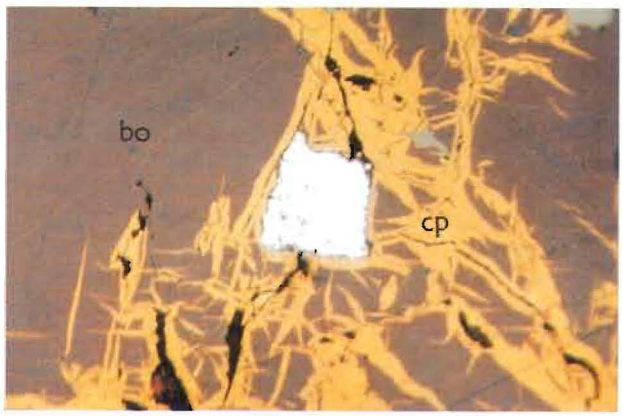
Obr. 2. Agregát Hg-tetraedritu (td), amalgámu striebra (am) a rumelky (ci) v siderite. Nižná Slaná, vrt SH-3/124,2 m. 1 nikol, imerzia, zv. 500x.

Fig. 2. Hg-tetrahedrite (td), cinnabarite (ci) and silver amalgame (am) aggregate in siderite. Nižná Slaná, SH 3/124.2 m borehole. Reflected-light photomicrograph in oil, magn. 500x.



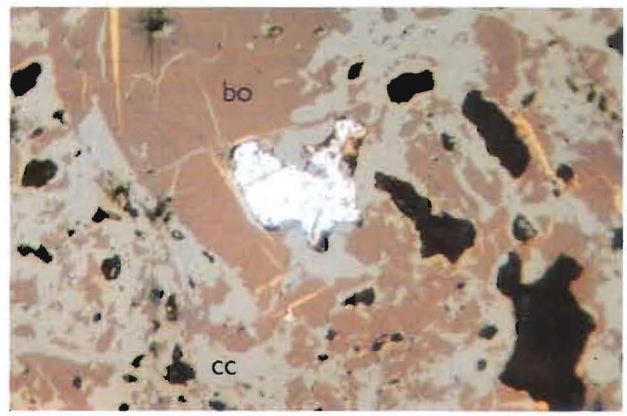
Obr. 3. Agregát amalgámu striebra (am), Hg-tetraedritu (td), chalkopyritu (cp) a rumelky (ci) s charakteristickými vnútornými reflexmi v siderite. Nižná Slaná, vrt SH-3/124,2 m. 1 nikol, imerzia, zv. 500x.

Fig. 3. Hg-tetrahedrite (td), chalcopyrite (cp), cinnabarite (ci) and silver amalgame (am) aggregate in siderite. Nižná Slaná, SH 3/124.2 m borehole. Reflected-light photomicrograph in the oil, magn. 500x.



Obr. 4. Zrno amalgámu striebra v agregáte chalkopyritu (cp) a bornitu (bo). Novoveská Huta, žila H-7, vz. NH-2. 1 nikol, imerzia, zv. 1100x.

Fig. 4. Aggregate of silver amalgame in chalcopyrite (cp) and bornite (bo). Novoveská Huta, the vein No. 7, NH-2. Reflected-light photomicrograph in the oil, magn. 1100x.



Obr. 5. Zrno amalgámu striebra v agregáte chalkozínu (cc), bornitu (bo) a chalkopyritu. Novoveská Huta, žila H-7, vz. NH-574. 1 nikol, imerzia, zv. 500x.

Fig. 5. Aggregate of silver amalgame in chalcocite (cc), bornite (bo) and chalcopyrite (cp). Novoveská Huta, the vein No. N-7, NH-574. Reflected-light photomicrograph in the oil, magn. 500x.

V tab. 1 sú hodnoty odraznosti (R) v rozmedzí 420 - 700 nm (merané na spektrofotometre fy Leitz na mikroskope Ortoplan, obj. 50x, meraná plocha 25 μm^2, štandardy WTiC NPL č. 357 a 422). Priebeh disperzných kriviek odraznosti na obr. 7 naznačuje rozdielnosť v chemickom zložení meraných minerálov. Priebeh krivky amalgámu z Nižnej Slanej má charakteristický priebeh podobný krivke moschellandsbergitu (Čviľova et al., 1988), naproti tomu z Novoveskej Huty skôr priebehu krivky striebra (Vjaľsov, 1973), aj keď absolútne hodnoty R sú nižšie (cca 10 %), resp. krivke eugenitu (Kucha, 1986).

Vzhľadom na malé rozmery zŕn sa tvrdosť amalgámu striebra zisťovala len orientačne (mikrotvrdomer PMT-3, expozícia 10 sek). Na jednom zrne z Nižnej Slanej sa stanovila HV_{5g} = 41, z Novoveskej Huty na troch zrnách HV_{5g} = 53 - 75, čo je v súlade s ojedinelými údajmi mikrotvrdosti v literatúre (Uytenbogaardt a Burke, 1971; Čviľova et al., 1988; Shao et al., 1984).

Chemické zloženie amalgámu striebra

Chemické zloženie amalgámu striebra sa stanovovalo pomocou mikroanalyzátora SUPERPROBE 733 fy JEOL a na energodisperznom analyzátore typu Jeol 711 (laboratórium mikrosondy GÚDŠ v Bratislave, analytik Caňo) a typu Kevex (pracovisko mikrosondy CHTF STU v Bratislave, analytik Jančula). Výsledky vybraných röntgenospektrálnych mikroanalýz s prepočtom na empirické vzorce dokumentuje tab. 2. Okrem toho sa v nej uvádzajú intervaly a priemery ďalších analýz.

Z tabuľky je markantné rozdielne chemické zloženie obidvoch skúmaných minerálov. Amalgám z Nižnej

TAB. 1
Odraznosť amalgámu striebra (R v %)
Reflectance of the silver amalgam (R in %)

nm	1	2	3	4	5	6	7
420	91,0	74,0	66,0	64,4	58,4	62,9	
440	92,0	78,6	69,7	66,2	60,5	64,9	
480	93,7	82,4	76,1	70,3	64,4	68,8	
520	95,0	84,4	78,9	73,5	68,4	72,4	
560	96,1	85,6	80,4	76,1	72,1	75,8	80,1
600	97,0	86,3	81,8	78,6	74,9	79,0	82,7
640	97,7	87,2	82,2	80,2	76,7	82,0	85,6
680	98,1	87,5	82,4	81,0	77,4	84,8	
700	98,3	87,7	82,5	81,2	77,6	86,1	

1 - striebro (Vjaľsov, 1973), 2 - Novoveská Huta, žila H-7, 5. hor., 3 - Novoveská Huta, žila H-7, 3. hor., 4 a 5 - Nižná Slaná, SH-3/124,2 m, 6 - moschellandsbergit (Čviľova et al., 1988), 7 - eugenit (Kucha, 1986; merané pri 546, 589 a 656 nm).
1 - native silver (Vjaľsov, 1973), 2 - Novoveská Huta, vein H-7, 5-th level, 3 - Novoveská Huta, vein H-7, 3-th level, 4 and 5 - Nižná Slaná, borehole SH-3/124.2 m, 6 - moschellandsbergite (Čviľova et al., 1988), 7 - eugenite (Kucha, 1986; measured et 546, 589 and 656 nm).

TAB. 2
Chemické zloženie amalgámu striebra (v hm. %)
Chemical composition of the silver amalgam (in wt. %)

Lokalita	č. anal.	Ag	Cu	Fe	Hg	S	Suma
Nižná Slaná	1	47,67	0,16	0,03	49,90	0,07	97,83
SH 3/124,2	2	48,18	0,00	0,18	48,27	0,11	96,84
	3	49,08	0,17	0,15	48,55	0,38	98,47
	min	42,92	0,05	0,02	45,93	0,07	
	max	49,08	0,50	0,18	57,08	0,38	
	∅ 8 an.	46,97	0,13	0,07	49,99	0,15	
Nov. Huta	1	65,02	1,09		33,09	0,11	99,31
žila H-7	2	61,77	2,07		34,70	0,20	98,74
	3	63,30	0,64		33,70	0,00	97,64
	min	52,08	0,38		31,57	0,01	
	max	68,12	3,89		45,13	0,20	
	∅ 24 an.	61,45	1,78		35,78	0,09	

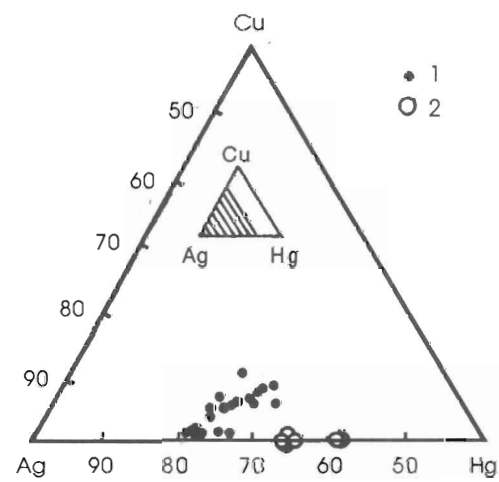
Empirické vzorce analyzovaných amalgámov striebra:
Empirical formulae of analysed silver amalgams:
Nižná Slaná: 1. $Ag_{5,08}Cu_{0,03}Hg_{2,86}S_{0,03}$
2. $Ag_{5,14}Hg_{2,77}S_{0,04}$
3. $Ag_{5,09}Cu_{0,03}Hg_{2,71}S_{0,13}$
Nov. Huta: 1. $Ag_{6,88}Cu_{0,20}Hg_{1,88}S_{0,04}$
2. $Ag_{6,57}Cu_{0,37}Hg_{1,98}S_{0,07}$
3. $Ag_{6,90}Cu_{0,12}Hg_{1,98}$

Slanej má vyrovnaný obsah Ag a Hg a uvedené analýzy možno prepočítať na empirický vzorec Ag_5Hg_3, resp. Ag_3Hg_2. Svojím zložením sa približuje zloženiu paraschachneritu - $Ag_{1,2}Hg_{0,8}$ alebo schachneritu - $Ag_{1,1}Hg_{0,9}$ (Seeliger - Mücke, 1972). V mineráli z Novoveskej Huty podstatne prevláda obsah Ag nad Hg, pričom výsledky analýz najlepšie zodpovedajú empirickému vzorcu Ag_7Hg_2, a teda sa svojím zložením približuje luanheitu - Ag_3Hg (Shao et al., 1984) a tiež amalgámu striebra z ložiska d'Imiter v Maroku (Guillou et al., 1984). Z ostatných prvkov stanovených v zložení minerálu z obidvoch lokalít je zaujímavý obsah Cu a S (pozri tab. 2). Rozdiel v chemickom zložení opisovaných minerálov je dobre pozorovateľný aj na diagrame Ag - Hg - Cu (obr. 6).

Diskusia

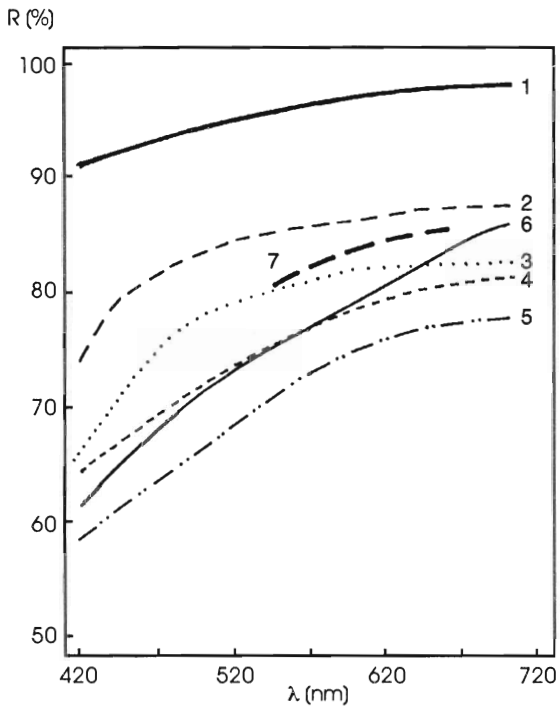
Detailné štúdium vzájomných vzťahov minerálov v danej asociácii ložiska Nižná Slaná ukázalo, že amalgám striebra spolu s rumelkou, Hg-tetraedritom a chalkopyritom vytvára najmladšiu parageneticku minerálnu asociáciu, ktorá vznikala v záverečných fázach hydrotermálneho procesu po vylúčení hlavnej masy sideritu, kremeňa a tetraedritu. Poukazujú na to aj časté nepravidelné žilôčky rumelky spolu so zrniečkami chalkopyritu v relatívne veľkých zrnách a akumuláciách staršej generácie tetraedritu, ako aj situovanie minerálov tejto najmladšej asociácie na okraji väčších agregátov tetraedritu. Paragenéza vznikala z hydrotermálnych roztokov, ktorých teplota sa podľa zloženia amalgámu a experimentálnych údajov (pozri obr. 1b) pravdepodobne pohybovala od 100 do 276 °C. Zdroj Ag a Hg je primárny (magmatický alebo metamorfnoremobilizovaný). Časť týchto prvkov sa však mohla uvoľniť do roztokov aj rozkladom (demerkurizáciou) staršej generácie tetraedritu s obsahom Hg do 19 hm. % a Ag do 7 hm. %. Podobnú genézu amalgámu striebra opisuje Zakrzewski a Burke (1987) a Blüml et al. (1986).

Väzba amalgámu na najmladšiu "pestrú sulfidickú mineralizáciu" na ložisku v Novoveskej Hute poukazuje na jej genetickú samostatnosť. Charakterizuje ju relatívne nízka teplota roztokov (95 - 130 °C), zvýšená salinita (17,2 hm. % ekv. NaCl) a charakter roztokov a čiastočne odlišné izotopové zloženie $\delta^{34}S$ sulfidov oproti roztokom, z ktorých vznikali staršie minerálne asociácie (Rojkovič et al., 1992). Bezprostredná (materská ?) minerálna asociácia (rozpad chalkopyritovo-bornitového a chalkozínovo-bornitovo-wittichenitového pevného roztoku), ako aj textúry (výskyt v dutinkách - póroch týchto minerálov) svedčia o jeho najmladšom vzniku v asociácii za značného zníženia koncentrácie síry (v asociácii vystupuje ešte meď a striebro) a zvýšenia fugacity kyslíka (vznik barytu v dutinkách a najmladšieho hematitu na puklinkách). To zodpovedá



Obr. 6. Schematický trojuholníkový diagram systému Ag-Hg-Cu (1 - Novoveská Huta, 2 - Nižná Slaná).

Fig. 6. Schematic triangular diagram of the system Ag-Hg-Cu (1 - Novoveská Huta, 2 - Nižná Slaná).



Obr. 7. Disperzné krivky odraznosti amalgámu striebra (1 - 7 - pozri tab. 1).

Fig. 7. Reflectance curves in air of the silver amalgame (1 - 7 explanation see in Table 1).

predstavám Hanningtona a Scotta (1988) o odlišnosti správania sa Ag, Au a Hg v roztokoch, pričom Ag je podstatne rozpustnejšie v širšom diapazóne T, pH a salinity roztokov. Podľa autorov Ag-bisulfidické komplexy sú rozpustnejšie, majú sklon k zvyšovaniu aktivity Ag/Hg vo vznikajúcich pórových fluidách, z ktorých sa za priaznivých podmienok vylučujú. Na základe týchto úvah predpokladáme, že Ag_7Hg_2 z Novoveskej Huty kryštalizoval zo zvyškových migrujúcich pórových roztokov, a nie priamou exsolúciou zo spomenutých pevných roztokov. Zvýšený obsah Cu v amalgáme striebra tejto lokality oproti Nižnej Slanej vysvetľujeme jej všeobecne zvýšeným obsahom v komplexoch permských hornín, a teda aj v cirkulujúcich hydrotermálnych roztokoch. Hydrotermálne fluidá vznikali počas anchimetamorfných procesov prebiehajúcich v permských komplexoch počas niektorej z fáz alpínskeho orogénu (modelový vek Pb z galenitu z minerálnej asociácie = 115 - 90 Ma). Zdrojom Ag a Hg (popri prvkoch hlavnej rudnej asociácie Cu, Fe, Zn, Sb, As) mohli byť okolité syngenetické a stratiformné remobilizované U-Mo(Cu) polohy s pestrou sulfidickou mineralizáciou (Rojkovič et al., 1992). Pri Hg možno na základe štúdia Steinera et al. (1980) predpokladať hlbinný pôvod.

Literatúra

Babčan, J. & Novák, F. 1961: Allofán a hydrargillit zo žily Mária u Rožňavy. *Acta Univ. Carol. Geol., 1, 21 - 33.*

Bajaník, Š., Hanzel, V., Ivanička, J. et al. 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria - východná časť 1:50 000. *GÚDŠ Bratislava, 223.*

Basu, K., Bortnykov, N., Mookherjee, A., Mozgova, N. & Tsepin, A. I. 1981: Rare minerals from Rajpura-Dariba, Rajasthan, India II: Intermetallic coumpound $Ag_{74,2}Au_{16,4}Hg_{9,4}$. *Neu Jb. Mineral., Abh., 217 - 223.*

Berman, H. & Harcourt, G. A. 1938: Natural amalgams. *Amer. Mineralogist, 23, 761 - 764.*

Beudant, F. S. 1822: Voyage mineralogique et geologique en Hongrié (pendant l' anné 1818). *Paris, Chez Verdiére Libraire, 3.*

Blüml, A., Malý, R. & Slačík, J. 1986: Technologické podklady (mineralogie a laboratorní technologie), příl. B2 záv. zpr. projektu vyhledávacího a předběžného pruzkumu Příbramské uranové ložisko - Surovina Pb, Zn, Ag. *Manuskript - UD Příbram.*

Čuchrov, F. V. (Ed.) 1960: Mineraly. *T. I. AN SSSR (Moskva), 617.*

Čviľova, T. N., Bezsmertnaja, M. S., Spiridonov, E. M. et al. 1988: Spravočnik - opredelitel' rudnych mineralov v otražennom svete. *Nedra (Moskva), 504.*

Day, H. M. & Mathewson, C. H. 1938: Solid Solubility of Mercury in Silver and in Gold. *Trans. Amer. Inst. Min. Engrs., 128, 261 - 281.*

Guillou, J. J., Monthel, J., Samana, J. C. & Tijani, A. 1984: Morphologie et chronologie relative des associations minérales du gisement mercuro-argentifére d Imiter (Anti-Atlas - Maroc). *Not. Serv. géol. Maroc, 44, 334, 215 - 228.*

Haidinger, W. 1850: Note über Kristalle und gestieckte Gestalten von Silber, bei dem Ausglüfen des Amalgam in Schmölnitz gewonnen. *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 1, 150 - 152.*

Hannington, M. D. & Scott, S. D. 1988: Gold and silver potential of polymetallic sulfide deposits on the sea floor. *Mar. Mining, 7, 271 - 285.*

Háber, M. 1977: Mineralogicko-geochemické a paragenetické pomery na Fe-dolomit-chalkopyritovom ložisku Novoveská Huta. *In: Zborník Ložiskotvorné procesy Západných Karpát. PF UK Bratislava, 116 - 120.*

Háber, M. 1978: Mineralogicko-paragenetické pomery na ložisku Novoveská Huta Cu v Spišsko-gemerskom rudohorí. *In: Hornická Příbram ve vědě a technice, sek. geol. 411 - 423.*

Hansen, M. & Anderko, K. 1958: The constitution of binary alloys. *Mc. Graw-Hill (New York), 1305.*

Juško-Zacharova, O. E., Ivanov, V. V., Soboleva, L. N. et al. 1986: Mineraly blagorodnych metallov: Spravočnik. *Nedra (Moskva), 272.*

Kieft, C., Holmgren, J. & Eriksson, G. 1987: The silver-mercury - antimony minerals. *Canad. Mineralogist, 25, 647 - 658.*

Kucha, H. 1986: Eugenite, $Ag_{11}Hg_2$ - a New Mineral from Zechstein Copper Deposits in Poland. *Mineral. Polonica, 17, 2, 3 - 12.*

Lázár, V. 1961: O zastavených rudných baniach na východnom Slovensku. Rudy, 9, 6, 196 - 202.

Miškovic, J. 1986: Charakter a postavenie ortuťovej mineralizácie v rámci metalogenézy Spišsko-gemerského rudohoria. *[Autoreferát diz. práce.] Manuskript - PF UK Bratislava, 24.*

Murphy, A. J. & Preston, G. D. 1931: The constitution of the alloys of silver and mercury - the X-ray examination of the silver - mercury. *J. Inst. Metals., 46, 507 - 527.*

Novotný, L. & Mihál', F. 1987: Nová litostratigrafická jednotka krompašskej skupiny (východné Slovensko). *Mineralia slov., 19, 97 - 113.*

Palache, C., Berman, H. & Frondel, C. 1962: The system of mineralogy of J. Dana and E. S. Dana. *J. Wiley, 7th ed., 1.*

Peterec, D., Paučo, P., Horský, S. & Ďuďa, R. 1990: Zriedkavá asociácia minerálov z magnezitového ložiska Bankov (Košice). Zbor. Východoslov. múzea, Sér. Prír. vedy, XXXI, 185 - 196.

Ramdohr, P. 1975: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. *Akademie-Verlag (Berlin), 1089.*

Rojkovič, I., Háber, M. & Novotný, L. 1992: Stratiform and vein U, Mo and Cu mineralization at Novoveská Huta area, C. S. F. R. Mineralium Depos. (in press).

Rozlozsnik, P. 1911 - 1912: Aranyida bányageológiai viszonyai. Magy. kir. földt. Intéz. Évk., 19, 235 - 254.

Seeliger, E. & Mücke, A. 1972: Para-Schachnerit, $Ag_{1,2}Hg_{0,8}$ und Schachnerit, $Ag_{1,1}Hg_{0,9}$, vom Landsberg bei Obermoschel, Pfalz. Neu. Jb. Mineral. Abh. (Stuttgart), 1 - 18.

Shao, D., Zhou, J., Zhang, J. & Bao, D. 1984: Luanheite-a new mineral. Acta mineral. sin., 4, 97 - 101.

Steiner, A., Kucharič, L. & Novotný, L. 1980: Spôsob štatistického spracovania geochemicko-geofyzikálnych údajov v ložiskovom poli Novoveská Huta. *Geol. Průzk., 6.*

Strunz, H. 1970: Mineralogische Tabellen. *Akademische Verlagsgesellschaft (Leipzig), 531.*

Uytenbogaardt, W. & Burke, E. A. J. 1971: Tables for Microscopic Identification of Ore Minerals. *Elsevier (Amsterdam), 430.*

Varček, C. 1973: Paragenetické a geochemické pomery hydrotermálnych ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Kap. III/c. *In: Bartalský, J. & Grecula, P. (red.): Geol. lož. štúdia SGR. Manuskript - Geofond Bratislava, 122.*

Vjaľsov, L. N. 1973: Spektry otraženija rudnych mineralov. *IGEM, Moskva, 67.*

Zakrzewski, M. A. & Burke, E. A. J. 1987: Schachnerite, paraschachnerite and silver amalgam from the Sala mine, Sweden. *Mineral. Mag., 51, 318 - 321.*

Zipser, Ch. A. 1817: Versuch eines topographisch-mineralogischen handbuches von Ungarn. *Oedenburg, Carl Friedrich Wigand, 440.*

Silver amalgam from the Nižná Slaná and Novoveská Huta mines (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.)

The silver amalgam has been ascertained in Nižná Slaná, in sulphidic veinlets in the SH 3/124.2 m borehole in association with quartz, siderite, barite, pyrite, cinnabar, Hg-tetrahedrite, tetrahedrite with elevated Ag-content and chalcopyrite. There have been smaller grains (0.00X mm) in siderite and bigger (0.08 - 0.1 mm) with cinnabar and Hg-tetrahedrite. The mineral with yellowish-white colour is slightly anisotropic. Spectral reflectance curves (420 - 700 nm) show a character of moschellandsbergite curve. A rare HV value of 5 g confirms its low hardness = 41. Chemical composition (n=8) varies from 42.92 to 49.08 wt % Ag, 0 - 0.5 wt % Cu, 0.03 - 0.18 wt % Fe, 45.93 - 57.08 wt % Hg and 0.07 - 0.38 wt % S. The analyses can be calculated to the empiric formula - Ag_5Hg_3, and/or Ag_3Hg_2 which makes it closer to paraschachnerite or schachnerite composition.

The silver amalgam from Novoveská Huta has been found in a varied sulphidic association of the vein H-7 in the form of fine- grains (diameter < 50 μm) in the "pores" of bornite, chalcocite, chalcopyrite and tennantite. In reflected light it has pinkish, high reflectance, is optically isotropic, microhardness (HV_{5g}) varies from 53 to 75. Spectral reflectance curves (420 - 700 nm) are similar to silver and/or curves to eugenite. Chemical composition (n=24) varies from 52.08 to 68.12 wt % Ag, 0.38 - 3.89 wt % Cu, 31.57 - 45.13 wt % Hg, 0 - 0.2 wt % S. The analyses can be calculated to the empiric formula Ag_7Hg_2 and its close to luanheite composition.

Mineralia slovaca, 25 (1993), 51 - 54

Väzba "neviditeľného" zlata v arzenopyrite antimónového ložiska Pezinok-Kolársky vrch

PETER ANDRÁŠ[1], MILAN RAGAN[1], FRIEDRICH E. WAGNER[2], JOSEPH FRIEDL[2] a MÁRIA HRNČÁROVÁ[1]

[1]Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica
[2]Physik - Department E15, Technische Universität München, D-8046 Garching, FRG

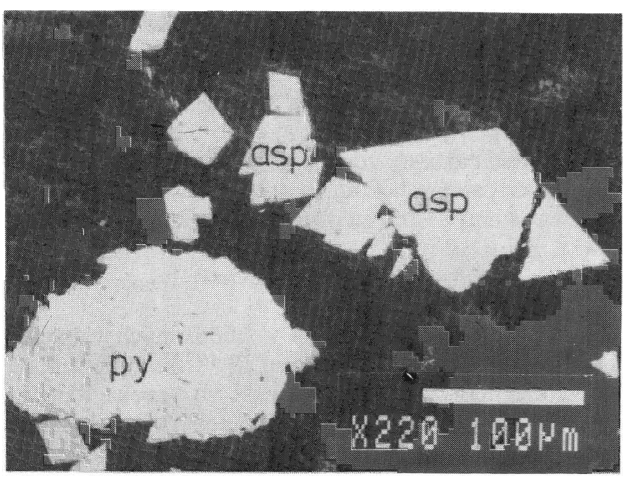
(Doručené 30. 10. 1992)

The state of "invisible" gold in arsenopyrite from the Pezinok-Kolársky vrch antimony deposit, Malé Karpaty Mts.

Fine-grained gold-bearing arsenopyrite is the most significant gold carrier of the Pezinok-Kolársky vrch antimony deposit, Western Slovakia. A ^{197}Au Mössbauer study of two FeAsS concentrates clearly proved the presence of gold exclusively in a chemically bound state with isomer shift values of 3,25 mm.s^{-1} and 3,62 mm.s^{-1}, respectively. The gold-bearing arsenopyrite exhibits strong zonation patterns. Generally, two kinds of growth zones both with different compositional trends can be distinguished. First zone has antimony, sulfur and arsenic contents around 0,5-1 wt.%, 22-24 wt.% and 40-41 wt.%, respectively. This zone is followed by the second one which is also strongly zoned and carries arsenic and sulfur contents around 43-46 wt.% and 19-21,5 wt.%, respectively. Sb contents are < 0,2 wt.% within the second zone which is considered to be the carrier of the chemically bound gold.

Úvod

Mineralogický výskum už dávnejšie potvrdil, že hlavným nositeľom zlata v antimónovom ložisku Pezinok-Kolársky vrch je drobnozrnný arzenopyrit I a pyrit II s priemerným obsahom zlata okolo 120 ppm, resp. 50 ppm (András et al., 1988a, b). Obidva minerály vystupujú vo forme impregnácií v polohách čierneho kremeňa a v okolitých metamorfovaných horninách pezinsko-perneckého kryštalinika (Polák, 1986; obr. 1). Ekonomicky perspektívny obsah zlata v tomto zrudnení, jeho rozšírenie v areáli Sb-ložiska Kolársky vrch a v neposlednom rade aj zastavenie ťažby antimonitu priviedli Rudné bane, š. p., k výpočtu zásob zlatonosných rúd a k hľadaniu efektívnej technológie extrakcie zlata.



Obr. 1. Impregnácie zlatonosného arzenopyritu I (asp) a pyritu II (py) v kremeni. Mikrofoto, vz. RB-214.
Fig. 1. Gold-bearing arsenopyrite I (asp) and pyrite II (py) disseminations in quartz gangue. Photomicrographs, sample RB-214.

Na základe údajov o distribúcii zlata sa hlavná pozornosť pri spracúvaní rúd venuje extrakcii zlata z jemnozrnného arzenopyritu I. V tomto mineráli sa však voľné zlato ani detailným štúdiom pomocou elektrónového mikroskopu pri veľkom zväčšení nezistilo (András et al., 1988a), a preto Au-zrudnenie možno zaradiť do kategórie zlato-sulfidických rúd s "neviditeľným" zlatom.

Pri neprítomnosti viditeľných častíc voľného Au sú reálne dve alternatívy väzby zlata v FeAsS: 1) vo forme jemných inklúzií voľného zlata veľkosti < 0,1 µm alebo 2) ako chemicky (štruktúrne) viazané zlato. Vyriešenie problému väzby zlata v sulfidoch má zásadný význam pre technológiu ich spracúvania. Pri alternatíve chemicky viazaného zlata je jeho extrakcia možná len po rozklade sulfidov a tento proces musí brať do úvahy veľmi prísne environmentálne požiadavky.

Článok prezentuje výsledky štúdia zlatonosného arzenopyritu pomocou Mössbauerovej spektroskopie ^{197}Au a rtg mikroanalýzy. Štúdium viedlo k vyriešeniu väzby Au a k identifikácii potenciálnych zón v arzenopyrite obohatených o Au. Informácia môže významne pomôcť optimalizovať technológiu spracovania zlatonosného Fe-As-S zrudnenia.

Metódy výskumu

Na štúdium väzby a distribúcie Au v arzenopyrite sa vybrali vzorky Au-rudy zo štôlne Budúcnosť. Zlatonosný arzenopyrit v nich tvorí impregnácie prizmatických

TAB. 1
Reprezentatívne elektrónové mikroanalýzy arzenopyritu I z ložiska Pezinok-Kolársky vrch
Representative electron-probe microanalyses of arsenopyrite I from the Pezinok-Kolársky vrch deposit

Č. vz.	%					
	Fe	As	Sb	Ni	S	Total
RB-213	35,40	40,70	0,77	-	23,85	100,72
	35,37	40,87	0,69	0,05	23,45	100,43
	34,92	43,35	-	0,05	21,45	99,78
	34,50	44,36	-	0,07	20,62	99,55
	34,64	44,63	-	-	20,74	100,01
	34,52	44,64	0,11	-	19,74	99,01
RB-214	35,05	45,25	-	-	20,68	100,98
	34,95	44,34	-	-	20,45	99,74
	36,80	43,92	-	-	20,30	101,05
	35,18	44,63	-	-	19,93	99,80

Priemerný obsah Au sa stanovil optickou emisnou spektroskopiou: RB-213 150 ppm, RB-214 204 ppm.

kryštálov veľkosti prevažne 0,X mm (vz. RB-213) a 0,00X - 0,0X mm (vz. RB-214) v čiernom kremeni. Z frakcie 0,3 - 0,5 mm sa gravitačne pripravili arzenopyritové koncentráty. Prímes kremeňa sa odstránila rozpustením v HF a ručnou separáciou pod binokulárnou lupou. Alikvotná časť každej vzorky sa analyzovala na zlato optickou emisnou spektroskopiou v Geologickom ústave SAV Banská Bystrica. Priemerný obsah Au je v tabuľke elektrónových mikroanalýz arzenopyritu (tab. 1).

Väzba zlata sa študovala pomocou Mössbauerovej spektroskopie ^{197}Au na Physik-Department E15, Technische Universität München. Základnú charakteristiku metódy a podmienok merania podáva nasledujúca kapitola.

Štruktúra a chemické zloženie arzenopyritových kryštálov sa študovala na nábrusoch v optickom a riadkovacom elektrónovom mikroskope JSM-840 (GÚDŠ Bratislava) a pomocou elektrónového mikroanalyzátora Jeol 733 Superprobe (GÚDŠ Bratislava, analytik Caňo) za podmienok: 20 kV, 30 nA, korekcia ZAF, štandardy: Co, Ni, Au a prírodný FeAsS.

Mössbauerova analýza zlata

Charakteristika

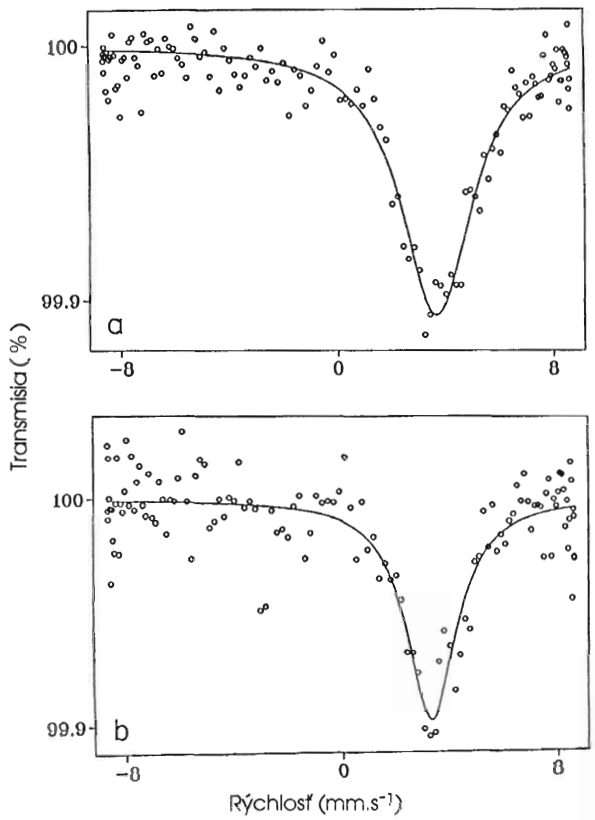
Mössbauerova spektroskopia zlata je nedeštrukčná analytická metóda identifikácie väzby a niektorých ďalších údajov o Au. Je založená na charakteristike parametrov ^{197}Au, ktorými sú: izomérny posun IS (mm.s^{-1}) vo vzťahu k rádioaktívnemu zdroju ^{196}Pt, elektrické kvadrupólové štiepenie QS (mm.s^{-1}), Lambov-Mössbauerov faktor f Au a relatívna intenzita (plocha) RI formy Au v spektre. Spektrum je symetrická alebo asymetrická línia, alebo dublet, ktorú charakterizujú hodnoty relatívnej transmisie v % a IS v mm.s^{-1} (Wagner et al., 1986). Väzbu zlata určuje údaj IS. Hodnoty -1,22 až +0,68 m.s^{-1} zodpovedajú koncovým členom Au-Ag radu, t.j. metalickému zlatu a jeho zliatinám s Ag. Hodnoty v intervale +3,2 až +3,7 mm.s^{-1} patria chemicky viazanému Au v arzenopyrite. Zlato viazané chemicky v pyrite tvorí širší interval hodnôt od +2,5 do 4,0 mm.s^{-1} (Friedl et al., 1991). Známe sú aj Mössbauerove spektrá ^{197}Au v aurostibite, maldonite, teluridoch Au a i. (Wagner et al., 1992). Tie sa výrazne odlišujú od spektier metalického zlata a Au chemicky viazaného v FeAsS a FeS_2. Na základe uvedených parametrov možno zistiť nielen formy zlata, ale aj vypočítať ich zastúpenie v %. Pretože hodnota IS pri metalickom zlate je funkciou obsahu prímesi Ag, zo spektra možno vypočítať aj jeho pravú rýdzosť nezávisle od iných metód, napr. elektrónovej mikroanalýzy. V možnostiach metódy je aj kvantitatívna analýza zlata, ak sa súčasne analyzuje štandard. Metalické Au možno identifikovať v rozličných geologických materiáloch a technologických produktoch. Zlato viazané chemicky je doteraz detailne preštudované v arzenopyrite, pyrite a v produktoch ich tepelného spracovania. Obsah Au v analyzovaných vzorkách musí byť minimálne okolo 50 ppm (Friedl et al., l. c.).

Podmienky analýzy

Zdrojovým izotopom pre Mössbauerovu analýzu bola ^{196}Pt s polčasom rozpadu na ^{197}Au 19 hod. Rádioaktívny zdroj sa pripravil ožiarením cca 200 mg Pt (≈ 90 % ^{196}Pt) prúdom tepelných neutrónov 2.10^{13} cm^{-2} s^{-1} počas 20 hod. Rádioaktívny zdroj a absorbér sa počas merania chladili kvapalným héliom na 4,2 K. Na detekciu gamažiarenia na línii 77 keV sa použil Ge-detektor.

Výsledky a ich diskusia

Mössbauerove spektrá zlata v študovaných vzorkách sú jednoduché línie s hodnotami IS ^{197}Au 3,62 mm.s^{-1} vo vzorke RB-213 a 3,15 mm.s^{-1} vo vzorke RB-214 (obr. 2a, b). To znamená, že v arzenopyrite sa dokázalo len chemicky viazané Au. Hodnoty IS a šírky Mössbauerových línií chemicky viazaného zlata nie sú v obidvoch vzorkách úplne rovnaké. Príčiny týchto odlišností sú predmetom ďalšieho výskumu.



Obr. 2. Mössbauerove spektrá ^{197}Au v zlatonosnom arzenopyrite I. a) vzorka RB-213, IS=3,25 mm.s^{-1}; b) vzorka RB-214, IS=3,62 mm.s^{-1}.
Fig. 2. ^{197}Au Mössbauer spectra of gold-bearing arsenopyrite I. a) sample RB-213, IS=3,25 mm.s^{-1}; b) sample RB-214; IS=3,62 mm.s^{-1}.

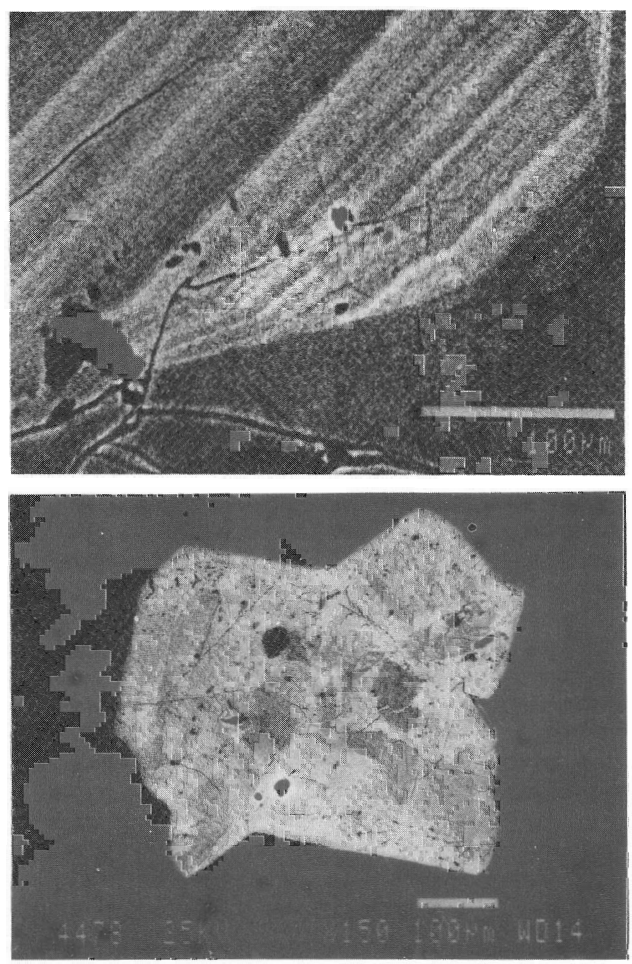
Neprítomnosť voľného zlata ani vo forme inklúzií submikromerových rozmerov v študovaných vzorkách arzenopyritu je veľmi cennou informáciou pre technológiu ich spracovania. Výsledky jednoznačne potvrdzujú nevyhnutnosť zavedenia účinnej predkoncentrácie arzenopyritu a jeho predúpravy. Efektívnosť extrakcie zlata priamo závisí od stupňa rozkladu arzenopyritu, t.j. uvoľnenia Au zo štruktúry minerálu.

Spôsob chemickej väzby zlata v arzenopyritoch nie je zatiaľ známy. Johan et al. (1989) na základe korelačných vzťahov Au, Sb, Fe, As a S v arzenopyrite z ložísk Villeranges a Le Chatelet (Francúzsko) predpokladá vystupovanie Au(III) a Sb(III) spolu s prebytkom arzénu na miestach atómov Fe podľa schémy: 2 As [Fe] → (Au, Sb) + + [Fe], kde As[Fe] = As na pozíciách Fe. Cathelineau et al. (1989) a Boiron et al. (1989) pokladajú za najpravdepodobnejšiu väzbu Au-As, ale nevylučujú ani existenciu doteraz neznámej Au-As fázy v arzenopyrite vo forme nanoinklúzií.

Chemické zloženie arzenopyritu a jeho vzťah k distribúcii Au

Všetky kryštály arzenopyritu študované pomocou riadkovacieho elektrónového mikroskopu majú heterogénnu štruktúru. Väčšina kryštálov je rytmicky alebo polygonálne zonálna (obr. 3a, b). Elektrónové mikroanalýzy potvrdili, že zonálnosť spôsobuje nerovnomerná distribúcia arzénu, síry a antimónu. Vo väčšine kryštálov FeAsS prevládajú zóny, ktoré charakterizuje relatívne vyšší obsah As a nízka až nijaká prímes Sb. Tieto zóny sú ostro ohraničené od zón s anomálne zvýšeným obsahom Sb, S a relatívne nízkym obsahom As, tvoriace väčšinou menšiu časť kryštálov alebo ich agregátov. Reprezentatívne elektrónové mikroanalýzy obidvoch zón sú v tab. 1. Priestorové vzťahy obidvoch rastových zón umožnili dešifrovať základné zákonitosti chemického zloženia kryštálov zlatonosného arzenopyritu. Väčšina kryštálov začala rast vznikom zóny bohatej na Sb, ktorú náhle, ale bez prerušenia kryštalizácie vystriedala zóna rastu, bohatá na As, ktorá vystupuje na okrajoch kryštálov. Iné kryštály charakterizuje rytmické striedanie zón rastu bohatých na Sb a As.

Identifikovať zlato v FeAsS pomocou elektrónovej mikroanalýzy priamo pre jeho nízky obsah nemožno. Z literárnych údajov vyplýva, že najvhodnejšie podmienky



Obr. 3. Rytmická (a) a polygonálna (b) zonálnosť zlatonosného arzenopyritu I (svetlé - zóny bohaté na As; tmavé - zóny bohaté na Sb a S).
Fig. 3. Rhytmic (a) and polygonal (b) zonality of the gold-bearing arsenopyrite I (light - As reach zones; dark - Sb and S reach zones).

súčasnej precipitácie Au a arzenopyritu sú počas kryštalizácie rastových zón bohatých na As, ktoré súčasne neobsahujú prímes antimónu. Rastové zóny kryštálov s najvyšším obsahom antimónu a síry obsahujú najmenej zlata (Johan et al., 1989; Boiron et al., 1989). Na druhej strane časti zlatonosných kryštálov s najvyšším obsahom arzénu nie sú vždy nositeľmi najvyššieho obsahu zlata (Cabri et al., 1989; Marcoux et al., 1989).

Na základe týchto poznatkov predpokladáme, že aj distribúciu zlata v pezinskom arzenopyrite kontrolujú opísané zákonitosti, t.j. že sa zlato prednostne viaže v častiach kryštálov s vyšším obsahom arzénu, ktoré zároveň neobsahuje prímes antimónu. To znamená, že sa zlato koncentruje najpravdepodobnejšie v okrajových častiach kryštálov arzenopyritu, ktoré svojím chemickým zložením najviac vyhovujú podmienkam spoločnej kryštalizácie zlata a FeAsS.

Záver

Štúdiom zlatonosných arzenopyritov s "neviditeľným" Au v ložisku Pezinok-Kolársky vrch sa dospelo k záverom, že:

a) zlato je v arzenopyrite viazané chemicky, pretože hodnoty IS Mössbauerovej spektroskopickej analýzy ^{197}Au v dvoch analyzovaných vzorkách sú okolo 3,25 a 3,62 $mm.s^{-1}$;

b) kryštály zlatonosného arzenopyritu majú heterogénne zloženie; väčšinu kryštálov tvoria dve zóny, prvá s obsahom okolo 43 - 46 % As, 19 - 21,5 % S a menej ako 0,2 % Sb a druhá s obsahom 40 - 41 % As, 22 - 24 % S a 0,5 - 1 % Sb;

c) najvyšší obsah chemicky viazaného zlata je pravdepodobne v zónach kryštálov bohatších na As s nízkym obsahom prímesi Sb na okrajoch kryštálov; v zónach s prímesou antimónu a anomálne vysokým obsahom síry je prítomnosť zlata málo pravdepodobná.

Poďakovanie. Autori ďakujú RNDr. F. Caňovi z GÚDŠ Bratislava za pomoc pri práci na riadkovacom elektrónovom mikroskope a elektrónovom mikroanalyzátore a E. Paulíniovej z GÚ SAV v Banskej Bystrici za ESA zlata. RNDr. M. Háberovi, CSc., sme povďační za prečítanie a kritické posúdenie práce. Recenzentovi ďakujeme za cenné rady a pripomienky, ktoré viedli k významnému zlepšeniu rukopisu.

Literatúra

Andráš, P., Caňo, F., Nagy, G. & Ďurža, O. 1988a: Gold-bearing arsenopyrite of the Pezinok antimonite deposit. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 87 - 98.*

Andráš, P., Caňo, F. & Nagy, G. 1988b: K charakteristike zlatonosného pyritu na ložisku Pezinok-Kolársky vrch, Vinohrady. *Mineralia slov., 20, 463 - 471.*

Boiron, M. Ch., Cathelineau, M. & Trescades, J. 1989: Conditions of Gold-Bearing Arsenopyrite Crystallization in the Villeranges Basin, Marche-Combrailles Shear Zone, France: A Mineralogical and Fluid Inclusion Study. *Econ. Geol., 84, 1340 - 1362.*

Cabri, L. J., Chryssoulis, S. L., Viliers, J. P. R., Laflamme, J. H. G. & Buseck, P. R. 1989: The nature of "invisible" gold in arsenopyrite. *Canad. Mineralogist, 27, 353 - 362.*

Cathelineau, M., Boiron, M. Ch., Holliger, Ph. & Denis, M. 1989: Gold in Arsenopyrites: Crystal Chemistry, Location and State, Physical and Chemical Conditions of Deposition: The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988. *Econ. Geol. Monograph., 6, 328 - 341.*

Friedl, J., Wagner, F. E., Sawicki, J. A., Harris, D. C., Mandarino, J. A. & Marion, Ph. 1991: ^{197}Au, ^{57}Fe and ^{121}Sb Mössbauer study of gold minerals and ores. *Hyp. Int., 69, 945 - 948.*

Johan, Z., Marcoux, E. & Bonnemaison, M. 1989: Arsénopyrite aurifére: mode de substitution de Au dans la structure de FeAsS. *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II., 308, 185 - 191.*

Marcoux, E., Bonnemaison, M., Braux, Ch. & Johan, Z. 1989: Distribution de Au, Sb, As et Fe dans l'arsénopyrite aurifére du Chatelet et de Villeranges (Creuse, Massif Central francais). *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II., 308, 293 - 300.*

Polák, S. 1986: Au a Au-Sb zrudnenie v oblasti Pezinka. *Mineralia slov., 18, 517 - 524.*

Wagner, F. E., Marion, Ph. & Regnard, J. R. 1986: Mössbauer Study of the Chemical State of Gold in Gold Ores: GOLD 100, *Internat. Conf. on Gold, Proc., 2, Extractive metallurgy of gold, 435 - 444.*

Wagner, F. E., Sawicki, J. A., Friedl, J., Mandarino, J. A. & Harris, D. C. 1992: Mössbauer spectroscopy of the Ag-Au chalcogenides petzite, fischesserite and uytenbogaardite. *Canad. Mineralogist, 30, 327 - 333.*

Mineralia slovaca, 25 (1993), 55 - 59

Prejavy usporiadanosti a neusporiadanosti kaolinitu na vybraných výskytoch kaolínu a kaolinitového ílu Západných Karpát

MICHAELA NOVOTNÁ[1], IVAN KRAUS[1] a IVAN HORVÁTH[2]

[1]Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2]Ústav anorganickej chémie SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava

(Doručené 4. 12. 1992)

Manifestations of ordered and disordered of kaolinite from the selected occurrences of kaolinite and kaolinite clay in the Western Carpathians.

Two modificated methods for determination of kaolinite orderliness and disorderliness were presented using X-ray diffraction analysis of unorientated powder preparatives. They are based on the amount of the ratio of diffraction intensity in the registered areas 19-23.5° 2 θ. Reached indexes of modificated methods were correlated with values of Hinckley index (IH). Three areas in the Western Carpathians were determined for kaoline and kaolinite clay according to the diagram of the dependence of IH and the index of second minimum (IU_2) ordered first for well ordered kaolinite, second for weakly ordered kaolinite and third for disordered kaolinite.

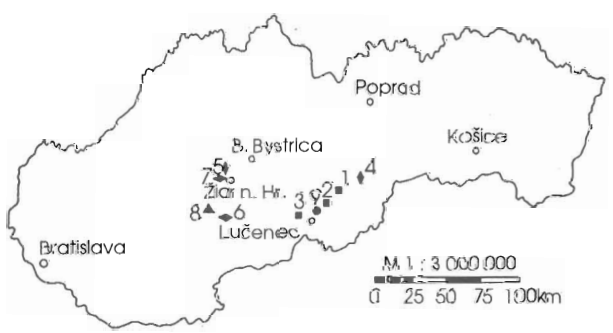
Úvod a cieľ práce

Na neusporiadanosť v uložení vrstiev (in layer stacking) kaolinitu pomocou rtg difrakčnej analýzy upozornili ako prví Brindley a Robinson (1946, 1947). Odvtedy sa tejto problematike venovala veľká pozornosť, lebo sa potvrdilo, že na usporiadanosť a neusporiadanosť kaolinitu majú značný vplyv podmienky vzniku (Vikulová a Zvjagin, 1965; Stoch, 1974; Rusko, 1976; Hughes a Brown, 1979; Brindley et al., 1986). Ide najmä o charakter materských hornín a intenzitu zvetrávania, dĺžku a spôsob transportu produktov zvetrávania do sedimentačných panví, hĺbku uloženia sedimentov v diagenetickom štádiu, resp. o termodynamické podmienky počas hydrotermálnej alterácie okolitých hornín.

Základné aspekty neusporiadanosti kaolinitu a možnosti kvantitatívne stanoviť odchýlky od ideálneho usporiadania predložili Plancon a Tchoubar (1975, 1976, 1977). Problematika spätá so stanovovaním usporiadanosti a neusporiadanosti kaolinitu je komplikovaná, lebo vždy ide o jemný polykryštalický a často polyminerálny materiál. Preto sa postupne modifikovali empirické metódy stanovovania relatívnej usporiadanosti a neusporiadanosti kaolinitu na základe intenzity jednotlivých difrakcií priamo z difrakčných práškových preparátov (Hinckley, 1963; Wiegmann et al., 1969; Range a Weiss, 1969; Stoch, 1974; Lietard in Aparicio et al., 1992 a i.). Pri takomto porovnávacom štúdiu väčšieho počtu vzoriek treba stanoviť kritériá, ktoré dovoľujú viac alebo menej objektívne zhodnotiť relatívny stupeň usporiadanosti a neusporiadanosti, resp. "kryštalinity" kaolinitu.

Cieľom našej práce bolo:

- študovať usporiadanosť a neusporiadanosť kaolinitu pomocou rtg difrakčnej analýzy neorientovaných práškových preparátov;
- preskúmať možnosť modifikácie niektorých doteraz používaných empirických metód stanovovania usporiadanosti a neusporiadanosti kaolinitu vzoriek z vybraných výskytov Západných Karpát;
- korelovať získané výsledky s geologickogenetickými podmienkami vzniku vybraných kaolínov a kaolinitových ílov Západných Karpát na základnom súbore pozostávajúcom z deviatich vzoriek rozlične usporiadaných kaolinitov (obr. 1 a tab. 1).



Obr. 1. Lokalizácia študovaných výskytov kaolínu a kaolinitového ílu Západných Karpát. 1 - Selce, 2 - Horná Prievrana, 3 - Stará Halič, 4 - Rákoš, 5 - Kopernica, 6 - Dekýš, 7 - Podháj, 8 - Rudno, 9 - Brezníčka. ■ - zvetrávací kaolín, ♦ - hydrotermálny kaolín, ◆ - hydrotermálno-zvetrávací kaolín, ▲ - sedimentárny kaolín, ● - kaolinitový íl.

Fig. 1. Localization of the investigated occurrences of kaolin and kaolinite clay in the Western Carpathians. 1 - Selce, 2 - Horná Prievrana, 3 - Stará Halič, 4 - Rákoš, 5 - Kopernica, 6 - Dekýš, 7 - Podháj, 8 - Rudno, 9 - Brezníčka. ■ - weathering kaoline, ♦ - hydrothermal kaoline, ◆ - hydrothermal - weathering kaoline, ▲ - sedimentary kaoline, ● - kaolinite clay.

TAB. 1
Základný súbor študovaného kaolinitu vybraných výskytov kaolínu a kaolinitového ílu Západných Karpát
Representative file of investigated kaolinites in the selected occurrences of kaolinite and kaolinite clay in the Western Carpathians

Č. vzorky	Genetický typ		Lokalita
	kaolín	kaolinitový íl	
1	zvetrávací	-	Selce
2	zvetrávací	-	HornáPrievrana
3	zvetrávací	-	Stará Halič
4	hydrotermálny	-	Rákoš
5	hydrotermálny	-	Kopernica
6	hydrotermálno-zvetrávací	-	Dekýš
7	hydrotermálno-zvetrávací	-	Podháj
8	sedimentárny	-	Rudno
9	-	sedimentárny	Breznička

Metodika práce a spôsob stanovovania usporiadanosti kaolinitu

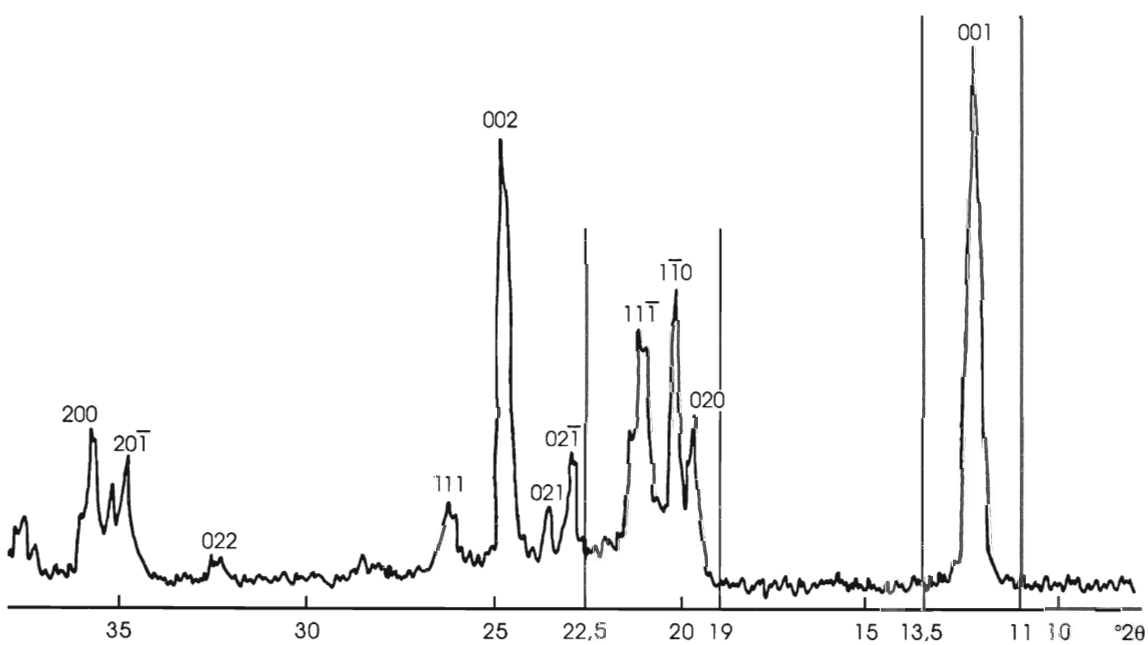
Po separácii vzoriek zo získanej frakcie kaolinitu pod 2 μm sa pripravujú neorientované práškové preparáty takto: Zo spodnej strany otvorenej vzorkovnice v horizontálnej polohe sa priloží na podložnom sklíčku uchytený jemný brúsny papier. Cez jemnú textilnú sieťku sa na jeho povrch sype vzorka tak, aby presahovala okraj vzorkovnice. Prebytok vzorky sa zarovná rezom ostrým predmetom. Po otočení vzorkovnice bez posunutia sa zloží sklíčko s jemným brúsnym papierom.

Z preparátov sa vyhotovili rtg difraktogramy na prístroji URD-6 za týchto podmienok: CuK_α 0,154178 nm, Ni-filter, žeravenie 40 kV/40 mA, štrbiny 1,5/0,5 mm, čas snímania 4 s, krokový režim 10 - 14° 2θ, 19 - 23° 2θ, 34 - 37° 2θ, krok 0,02° 2θ.

Úprava dát: odčítanie poradia (Background); vyhladenie dát 5x (Smooth); výpočet maxima, HWB, int. intenzity ... pomocou programového vybavenia Rtg-URD-6.

Rtg difraktogramy boli vyhotovené v dvoch registračných oblastiach, a to 11 - 13,5° 2θ, 19 - 22,5° 2θ (obr. 2). Usporiadanosť kaolinitu v študovaných vzorkách sa stanovovala dvoma metódami. Podľa Hinckleya (1963) sa na základe tzv. indexu Hinckleya (IH) stanovila usporiadanosť kaolinitu z druhej registračnej oblasti (19 - 22,5 2θ) rtg difraktogramu a podľa Wiegmanna et al. (1969) na základe tzv. indexu HWB z prvej registračnej oblasti (11 - 13,5° 2θ) rtg difraktogramu. Obidve metódy definujú usporiadanosť a neusporiadanosť kaolinitu bezrozmerným číslom. Wiegmann et al. (1969) vychádzali pri stanovovaní usporiadanosti a neusporiadanosti kaolinitu z merania hodnôt vzťahov intenzity hľadaných difrakcií, polohy a hodnoty šírky bazálnej difrakcie 001 v polovičnej výške. Vytvorila sa priemerná hodnota šírky bazálnej difrakcie 001 v polovičnej výške - index HWB (obr. 3). Táto metóda sa ukázala ako menej spoľahlivá. Hodnota indexu je veľmi citlivá na výšku bazálnej difrakcie 001, ktorej veľkosť sa pri tej istej vzorke často mení. Preto sme na stanovenie usporiadanosti a neusporiadanosti kaolinitu zvolili inú kombináciu hodnôt. Tieto modifikované metódy vychádzajú z druhej (19 - 22,5° 2θ) registračnej oblasti rtg difraktogramu na obr. 2. Patria k nim dve modifikované metódy.

Index usporiadanosti stanovený metódou *prvého minima* (IU_1) vychádza z hodnôt meraných v druhej registračnej oblasti. Vyjadruje ho pomer výšky difrakčného minima



Obr. 2. Rtg difraktogram neorientovaného práškového preparátu s vyznačenými registračnými oblasťami na stanovenie indexov usporiadanosti kaolinitu.
Fig. 2. X-ray diffraction record of disordered powder preparative with marked registered areas for determination of indexes of kaolinite orderliness.

$1\bar{1}0$počítaného z pozadia a výšky minima medzi difrakciou 020 a $1\bar{1}0$ počítaného z pozadia (obr. 4) podľa vzťahu

$$IU_1 = \frac{A}{D}$$

Aj index usporiadanosti určený metódou *druhého minima* (IU_2) vychádza z hodnôt meraných v druhej registračnej oblasti. Vyjadruje ho pomer výšky difrakčného minima $11\bar{1}$ počítaného z pozadia a z výšky minima medzi difrakciami $1\bar{1}0$ a $11\bar{1}$ počítaného zo všeobecného pozadia (obr. 5) podľa vzťahu

$$IU_2 = \frac{E}{F}$$

Pri každej vzorke sa určili indexy usporiadanosti a získaný súbor všetkých veličín sa štatisticky spracoval korelačným počtom, ktorý je formálne zhodný s metódou lineárnej regresie s použitím programu Statgraphics. Získané hodnoty indexov určené modifikovanými metódami sa korelovali s hodnotami indexov určenými metódou podľa Hinckleya (1963).

Výsledky

Zistilo sa, že s indexom IH najlepšie koreluje index IU_2. Ide o graf lineárnej závislosti veličiny IH od veličiny IU_2 s úzkym konfidenčným intervalom rozptylu (obr. 6). Po vynesení hodnôt IH študovaných vzoriek do grafu sa zreteľne ukázala diferenciácia podľa stupňa usporiadanosti do troch oblastí. Z grafov funkcií závislosti jednotlivých uvedených veličín sa určilo rozmedzie intervalov indexov modifikovaných metód (tab. 2).

TAB. 2
Rozmedzie intervalov indexov študovaných metód
Boundary area of the intervals of investigated methods indexes

Stupeň usporiadanosti	IU_1	IU_2	IH	HWB
dobre usporiadaný kaolinit	2,7	3,4	1,65	8
neusporiadaný kaolinit	1,0	1,0	0	30

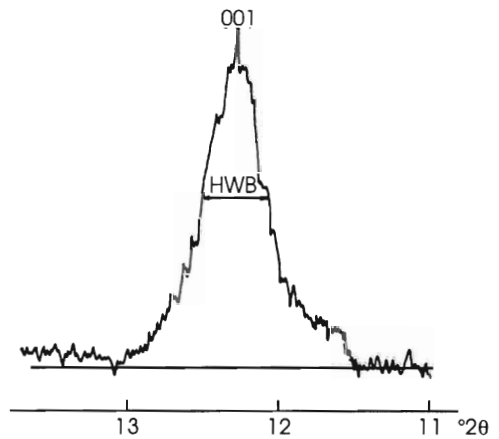
IU_1 - index usporiadanosti prvého minima;
IU_2 - index usporiadanosti druhého minima;
IH - Hinckleyov index (1963);
HWB - index Wiegmanna et al. (1969).

Usporiadanosť a neusporiadanosť kaolinitu v závislosti od genézy

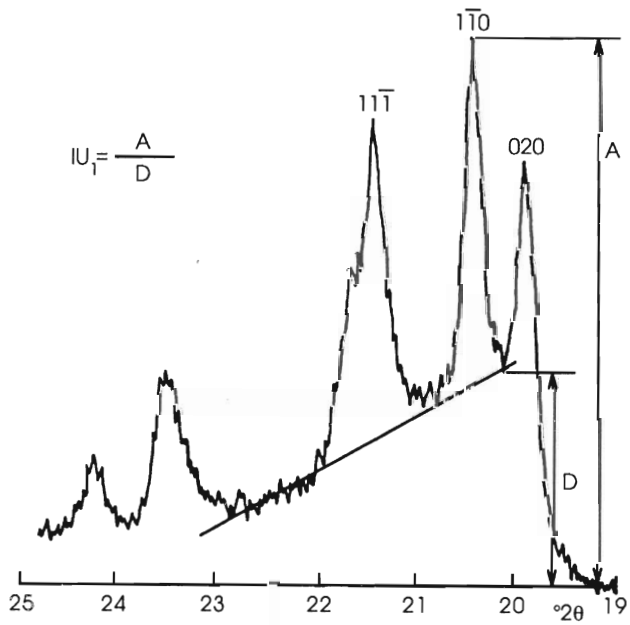
Na usporiadanosť a neusporiadanosť uloženia vrstiev kaolinitu majú najvýznamnejší vplyv podmienky vzniku. Preto má predpokladané prvé experimentálne stanovenie usporiadanosti kaolinitu vybraných výskytov Západných Karpát zásadný význam pre ich ďalší výskum z genetického, ale aj aplikačnotechnologického hľadiska.

Zo študovaných výskytov sa dobre usporiadaný kaolinit vyskytuje iba v kaolíne sedimentárneho a hydrotermálneho pôvodu (obr. 1 a tab. 1). Kraus (1989) v sedimentárnom kaolíne z Rudna v Turčianskej kotline zistil dokonale zachované tvary vermikulárneho kaolinitu. Poukazujú na autigénny pôvod kaolinitu po usadení produktov kaolínového zvetrávania jadrového horstva Žiar v malých limnických panvičkách počas panónu. Dobre usporiadaný kaolinit v analogickom genetickom type opisuje Stoch et al. (1988).

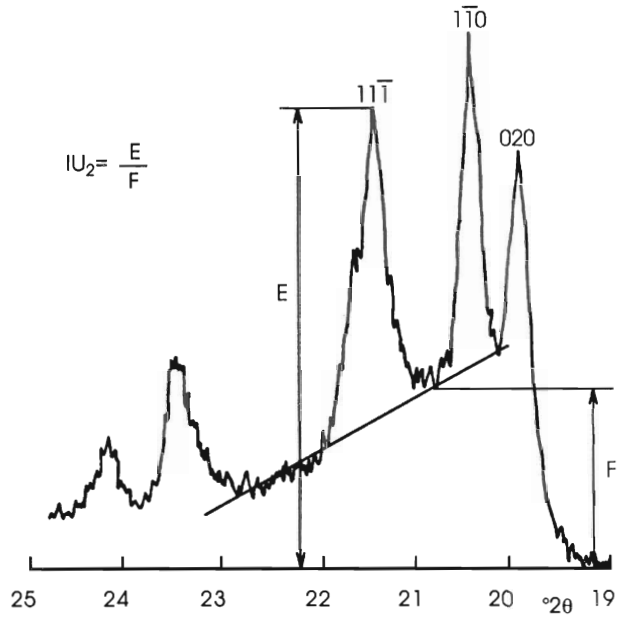
Ďalšiu časť sedimentárneho kaolínu z Rudna tvoria častice kaolinitu tabuľkovitého tvaru, ktoré majú pravdepodobne alotigénny pôvod a formovali sa vo vrchnej časti kaolínovej kôry zvetrávania na granitoidoch Žiaru. Na mimoriadne vysokú intenzitu zvetrávacích procesov v zdrojovej oblasti granitoidov Žiaru poukazuje minerálne aj chemické zloženie sedimentárneho kaolínu z Rudna (Kraus, 1989). Teraz zistený najvyšší stupeň usporiadanosti kaolinitu potvrdzuje, že prejavy kaolinizácie v Turčianskej kotline na periférii Žiaru nemajú doteraz analógiu v celom západokarpatskom regióne.



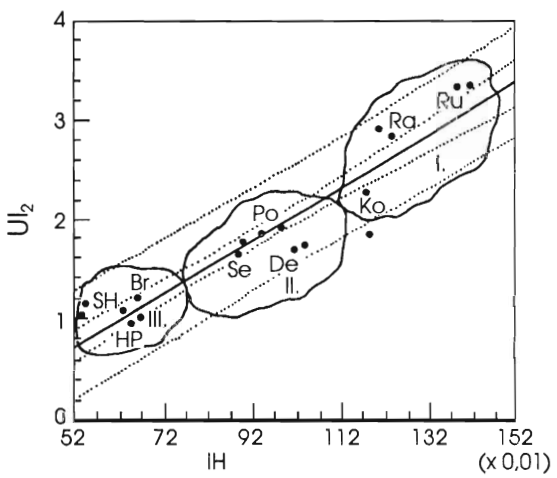
Obr. 3. Stanovenie indexu HWB podľa Wiegmanna et al. (1969).
Fig. 3. Determination of HWB index according to Wiegmann et al. (1969).



Obr. 4. Stanovenie indexu usporiadanosti prvého minima (IU_1).
Fig. 4. Determination of ordered index for the first minimum (IU_1).



Obr. 5. Stanovenie indexu usporiadanosti druhého minima (IU_2).
Fig. 5. Determination of ordered index for the second minimum (IU_2).



Obr. 6. Graf funkcie závislosti veličiny IH (index Hinckleya) od veličiny IU_2 (index usporiadanosti metódou druhého minima). I - dobre usporiadaný kaolinit, II - málo usporiadaný kaolinit, III - neusporiadaný kaolinit. Ru - Rudno, Ra - Rákoš, Ko - Kopernica, Po - Podháj, De - Dekýš, Se - Selce, Br - Breznička, HP -Horná Prievrana, SH - Stará Halič

Fig. 6. Diagram of the function of IH dependence (Hinckley index) versus variable IU_2 (index of the ordered by the method of the second minimum). I. - well ordered kaolinite, II. - weakly ordered kaolinite, III. - unordered kaolinite. Ru - Rudno, Ra - Rákoš, Ko - Kopernica, Po - Podháj, De - Dekýš, Se - Selce, Br - Breznička, HP - Horná Prievrana, SH - Stará Halič

Do tejto skupiny patrí aj kaolinit z ortuťového hydrotermálneho ložiska Rákoš (jz. časť Spišsko-gemerského rudohoria). Nemá ekonomický význam, lebo je súčasťou žilnej výplne spolu s cinabaritom, schwazitom, sideritom, barytom a kremeňom (Miškovic et al., 1992).

Kaolinit z Kopernice je súčasťou kaolinizovaného ryolitového tufu jastrabskej formácie v zmysle Konečného et al. (1983) na jz. okraji Kremnických vrchov. Tvoril sa hydrotermálnou alteráciou v okolí žíl Au-Ag-Sb-Hg kremnického rudného poľa počas staršej, tzv. predrudnej etapy (Kraus, 1989a).

Do skupiny málo usporiadaných kaolinitov patria výskyty kaolínu Podháj (Kremnické vrchy), kde kaolinizácii podľahli ryolity, a Dekýš (Štiavnické vrchy), kde sú kaolinizované pyroxenické andezity. Na obidvoch výskytoch prebiehala v prvej etape hydrotermálna alterácia a v druhej sa uplatňovali hypergénne procesy (Kraus et al., 1979; Forgáč, 1972; Čurlík et al., 1991).

Najvýznamnejšia kaolínová kôra zvetrávania Západných Karpát s jediným ložiskom ekonomického významu - Horná Prievrana - je v jz. časti veporika a gemerika. Najkvalitnejší kaolín ložiska Horná Prievrana vznikal zvetrávaním paleozoických metaryolitov gemerika a obsahuje do 10 % prímesi halloyzitu, ktorý sa koncentruje vo frakcii pod 0,001 mm (Gerthofferová, 1982; Kraus, 1989b). Halloyzit je aj v kaolíne lokality Stará Halič, kde sa formovala kaolínová kôra zvetrávania na andezitovom aglomerátovom tufe spodnobádenského veku. Preto obidve vzorky vykazujú znaky neusporiadaného kaolinitu. V kaolíne zo Selíec (kôra zvetrávania na metakremencoch obalovej série veporika) sa halloyzit nevyskytuje a vzniká málo usporiadaný kaolinit. Posúdiť stupeň usporiadanosti a neusporiadanosti kaolinitu z kaolínového ložiska Horná Prievrana bude možno len po odseparovaní halloyzitu.

Kaolinitový íl z Brezničky je súčasťou poltárskeho súvrstvia pontského veku. Neusporiadanosť kaolinitu súvisiaca s nízkou intenzitou zvetrávania počas mladšieho miocénu a s relatívne dlhým transportom zo zdrojovej oblasti do sedimentačnej panvy sa potvrdila ešte v predchádzajúcom období (Kraus et al., 1972; Kraus a Horváth, 1972).

Záver

1. Pri testovaní indexov modifikovaných metód sa potvrdilo, že s Hinckleyovým indexom (IH) najlepšie koreluje index usporiadanosti druhého minima (IU_2), ktorý je pomerom výšky difrakčného maxima 11$\bar{1}$ vzhľadom na výšku minima medzi difrakciami 1$\bar{1}$0 a 111 (obr. 5).

2. Modifikovaná metóda stanovovania usporiadanosti a neusporiadanosti kaolinitu na základe IU_2 zaručuje reprodukovateľnejšie výsledky ako metóda Wiegmanna et al. (1969).

3. Predkladané prvé empirické stanovenie usporiadanosti a neusporiadanosti kaolinitu z vybraných výskytov kaolínu a kaolinitového ílu Západných Karpát potvrdilo, že

- dobre usporiadaný kaolinit je prítomný v kaolíne sedimentárneho a hydrotermálneho pôvodu,
- málo usporiadaný kaolinit sa formuje na kaolíne, ktorý sa tvoril kombináciou hydrotermálnych a hypergénnych procesov v neovulkanických oblastiach a v kôre zvetrávania, kde sa neobjavuje prímes halloyzitu,
- neusporiadaný kaolinit je prítomný v kaolinitovom íle poltárskeho súvrstvia,

- kaolinit ložiska Horná Prievrana s evidentnou prímesou halloyzitu vykazuje pri aplikovanej metóde znaky neusporiadanosti.

Literatúra

Aparicio, P., Galán, E., Gonzáles, I. 1992: Influence of the mineralogical composition of kaolin on the crystallinity indices of kaolinite. *Mediterranean Clay Meeting, 92, Book of abstracts, Lipari, 13 - 14.*

Brindley, G. W. & Robinson, K. 1946: Randomness in the structures of kaolinitic clay minerals. *Trans. Faraday Soc., 42 B, 198 - 205.*

Brindley, G. W. & Robinson, K. 1947: X-ray studies of some kaolinitic fireclays. *Trans. Brit. ceram. Soc., 46, 49 - 62.*

Brindley, G. W., Kao, Ch. Ch., Harrison, J. L., Lipsicas, M. & Raythatha, R. 1986: Relation between structural disorder and other characteristics of kaolinites and dickites. *Clays and Clay Miner. (New York), 34, 3, 239 - 249.*

Čurlík, J., Forgáč, J., Harman, M. & Horváth, I. 1991: Argilitizácia vplyvom kyslých descendentných roztokov v Dekýši (Štiavnické vrchy). *Mineralia slov., 23, 145 - 154.*

Forgáč, J. 1972: Genéza alunitu a premenených hornín od Dekýša. *Geol. Práce, Spr., Bratislava, 39 - 72.*

Gerthofferová, H. 1982: Identification von Halloysit in Kaolin aus Horná Prievrana (Lučenec, Becken Westkarpaten). *Acta geol. geogr. Univ. Comen. Geol., Bratislava, 8, 175 - 189.*

Hinckley, D. N. 1963: Variability in "crystalinity" values among the kaolin deposit of the Coastal plain of Georgia and South Carolina. *Clays and Clay Miner., Proc. 11-th Nat. Conf. (Otawa), 229 - 235.*

Hughes, J. C. & Brown, G. 1979: A index for soil kaolins and crystalinity its relation to parent rock, climate and soil maturity. *J. Soil Science, 30, 557 - 563.*

Konečný, V., Lexa, J. & Planderová, E. 1983: Stratigraphical distribution of the Middle Slovakian neovolcanites. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., Bratislava, 9, 1 - 203.*

Kraus, I., Horváth, I., Šamajová, E. & Gerthofferová, H. 1972: Study of intercalation abilities of kaolinite group minerals. *Geol. Zbor. Geol. carpath., Bratislava, 23, 2, 281 - 295.*

Kraus, I. & Horváth, I. 1972: To the problem of "fire - clay mineral". *Proc. Int. Clay Conf. Kaolin Symp. (Madrid), 3 - 15.*

Kraus, I., Šamajová, E. & Zuberec, J. 1979: Mineral composition altered products of rhyolite volcanism at the SW margin of the Kremnické pohorie Mts. 8-th Conf. *Clay Miner. Petrol. (Teplice), Geol., Univ. Karlova (Praha), 137 - 144.*

Kraus, I. 1989a: Kaolíny a kaolinitové íly Západných Karpát. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., Bratislava, 13, 1 - 287.*

Kraus, I. 1989b: Prejavy kaolinizácie v oblasti Turčianskej kotliny. *Geol. Práce, Spr., 105 - 119.*

Miškovic, J., Turan, J., Šamajová, E., Gerthofferová, H. & Kubová, J. 1992: Characteristics of clay minerals at the Rákoš deposit. (in press).

Plancon, A. & Tchoubar, C. 1975: Etudes des fautes d'empilement dans les kaolinites partiellement désordonneés. I. Modéle d'empilement ne comportant que des fautes de translation. *J. appl. Crystallogr., 8, 582 - 588.*

Plancon, A. & Tchoubar, C. 1976: Etudes des fautes dempilement dans les kaolinites partiellement désordonneés. II. Modéle d'empilements comportant des fautes par rotation. *J. appl. Crystallogr., 9, 279 - 285.*

Plancon, A. & Tchoubar, C. 1977: Nature and proportions of defects in natural kaolinites. *Clays and Clay Miner. (New York), 25, 436 - 450.*

Range, K. & Weiss, A. 1969: Über das Verhalten von Kaolinit bei hohen Drücken. *Ber. Dtsch. keram. Gesell., 46, 231 - 288.*

Rusko, J. A. 1976: Kaolinizacija i kaoliny Ukrainskogo ščita. *Naukova dumka (Kiev), 1 - 157.*

Stoch, L. 1974: Mineraly ilaste. *Wyd. Geolog. (Warszawa), 1 - 503.*

Stoch, L. 1988: Kaolinite sandstones from the North Sudeten depression - mineralogy and genesis. *10-th Conf. on Clay Mineral. Petrol. (Ostrava), Geol., Univ. Karlova (Praha), 133 - 144.*

Vikulova, M. F. & Zvjagin, B. B. 1965: Vlijanie uslovij obrazovanij glinistych porod na razvitije i izmenenije strukturnych osobenostej glinistych mineralov. *Sov. Geol. (Moskva), 5, 24 - 37.*

Wiegmann, J., Horte, C. H. & Kranz, G. 1969: Zu kristallinen Fehlordnungserscheinungen an Kaolinit. *B. Mineral. Lagerstättenforsch. 14, 187 - 194.*

RECENZIA

L. H. Bernard, R. Rost et al.: **Encyklopedický přehled minerálů** (Praha, Academia, 1992. 701 s,cena 269 Kčs)

Novovydaný moderný encyklopedický prehľad minerálov schválených komisiou IMA do začiatku roka 1992 sa skladá z viacerých kapitol. V úvodnej sa autori zaoberajú vývojom mineralógie u nás aj vo svete, v ďalšej vysvetľujú systém a spôsob opisu minerálov.

Opis pozostáva z niekoľkých častí: názov minerálu (v zátvorke pôvod názvu), vzorec (v idealizovanej forme; použitý je spôsob písania vzorcov z anglickej literatúry; v zátvorke je číselne označené zaradenie minerálu do mineralogického systému podľa H. Strunza, 1982); kryštalografická sústava, priestorová skupina, mriežkové parametre; 6 hlavných rtg difrakčných čiar minerálu; makroskopický vzhľad (tvar kryštálov, veľkosť, farba, vryp, priehľadnosť, štiepateľnosť, lesk); tvrdosť a hustota; mikroskopické údaje o mineráli (index lomu, pleochroizmus, uhol zhášania, odrazivosť a pod.); niektoré iné fyzikálne alebo chemické vlastnosti (magnetizmus, rádioaktivita, luminiscencia, rozpustnosť); minerálna paragenéza a významné lokality; literatúra (iba najvýznamnejšia); číselný údaj o rozšírení minerálu v prírode (od 1 - veľmi hojný až po 6 - veľmi vzácny); skratka autora opisu minerálu.

Mnohé opisy minerálov sú doplnené o rozličné fotografie alebo nákresy tvarov ich kryštálov, alebo štruktúr. Pri niektorých sa uvádza aj ich správna výslovnosť. Azda pre časovú tieseň sa pri fotografiách objavili aj chyby (napr. na obale je chybný text: nie rodochrozit, ale devillín), alebo sa chybou autora fotografií zamenili texty (napr. vo farebnej prílohe je pri sadrovci text Banská Štiavnica a zbierky Národného múzea v Prahe, hoci pred 10 rokmi mal ten istý obrázok v Mineráloch Slovenska text Zlatá Baňa a zbierka dr. Ďuďu). Autorom alebo tlači treba pripísať, že niektoré nezdikreditované minerály v encyklopédii chýbajú (napr. kerstenit - $PbSeO_4$).

Napriek drobným nedostatkom je recenzovaná encyklopédia v súčasnosti najkomplexnejším a najaktuálnejším dielom o mineráloch vo svetovom meradle a svojím hutným, ale komplexným opisom prekonáva aj mnohé doteraz známe práce zo svetového knižného trhu (Fleisher, 1992; Nickel a Nichols, 1991, a pod.). Vysoko hodnotíme aj mapovú časť, ktorá čitateľa aspoň orientačne uvádza do významnejších mineralogických oblastí, a dva doplnky zoznamov nových minerálov, ktoré v priebehu tlače uznala medzinárodná komisia IMA. Zoznam literatúry je stručný a zachytáva najvýznamnejšie práce monotematickej povahy. Cenný je aj register lokalít s údajom o najvýznamnejších mineráloch, ktoré sa na nich vyskytujú.

Záverom blahoželáme autorom k dielu, v ktorom nájde veľa dôležitých údajov nielen odborník, ale aj stále sa rozširujúci rad amatérskych záujemcov o opísanú časť neživej prírody. Toto dielo si zaslúži, aby si ho všimol aj západný svet, a preto dúfame, že sa dočká mnohých prekladov do cudzích jazykov.

R. Ďuďa

AKTIVITA SGS

B. Ž e c: **Vulkanizmus regiónu Jemez Mountains a Datil-Mogollon v Novom Mexiku, USA** (Košice 19. 1. 1993)

Dôležitým faktorom, ktorý umožnil uskutočniť túto prednášku bol stážový pobyt autora na Univerzite New Mexico v Albuquerque (júl - august 1992). Pobyt bol zorganizovaný v spolupráci s Los Alamos National Laboratory a financovala ho banská spoločnosť Western Mining Corporation, ako aj Univerzita New Mexico. Účastníkmi tohto vulkanologického stretnutia boli geológovia z USA, ako aj z Kanady, Škótska, Talianska, Rakúska a zo Slovenska. K organizátorom patrili už známi vulkanológovia, ako je G. A. Smith, F. Goff, G. H. Heiken, K. H. Wohletz, S. Baldridge a i.

Cieľom prednášky - bohato ilustrovanej diapozitívmi, geologickými mapami, ale aj schematickými obrázkami - bolo zoznámiť našu geologickú verejnosť s vulkanickým vývojom regiónu Jemez Mountains a Datil-Mogollon.

Vulkanický región Jemez Mts. (v severnej až severozápadnej časti Nového Mexika) leží na križovaní lineamentu Jemez a západného okraja riftového systému Rio Grande. Lineament sa definoval ako reťaz miocénnych až kvartérnych vulkanických centier tiahnucich sa z juhovýchodného Colorada naprieč Novým Mexikom až do centrálnej časti štátu Arizona. Región má rozmanitú suitu hornín, a to od bazaltických až po ryolitické, ktoré eruptovali približne v časovom rozmedzí > 15 do 0,13 Ma. Medzi najznámejšie časti Jemez Mts. patrí kaldera Valles (1,12 Ma). K najmladším a najznámejším prejavom vulkanickej aktivity regiónu zasa patrili katastrofické erupcie ignimbritov (1,45 - 1,12 Ma), známych ako Bandelier Tuff, eruptovaných z kaldery Valles. Základné stratigrafické členenie rozdeľuje Jemez Mts. do troch skupín formácií, a to Keres, Polvadera a Tewa, ktoré fungovali v rozličných časových etapách s radom formácií a ich litofaciálnymi členmi.

Vulkanický región Datil-Mogollon juhozápadnej časti Nového Mexika pokrýva okolo 40 000 km^2 a tvorí len malú časť z viac ako 1 milión km^2 rozsiahlej vulkanickej zóny prebiehajúcej v západnej časti amerického kontinentu. Vulkanická aktivita regiónu fungovala od neskorého eocénu až do miocénu (40 - 20 Ma) a vrcholila v období medzi 36 - 24 Ma. Reprezentantom regiónu je bimodálny vulkanizmus s produktmi od bazaltického andezitu až po ryolit. Medzi objemovo najvýznamnejšie produkty vulkanickej aktivity tejto oblasti patria ignimbrity. Celý región zahŕňa približne dvanásť kalderových komplexov rozličnej veľkosti, ale s približne rovnakým priebehom vulkanickej aktivity. Medzi najznámejšie kalderové komplexy patrí kaldera Emory a Bursum.

Na prednášku o vulkanických regiónoch juhozápadnej časti USA (Nové Mexiko) nadviazal videofilm o katastrofickej erupcii stratovulkánu Mount St. Helens roku 1980, doplnený schematickými obrázkami.

E. D o b r a: **Medzinárodná vedecká konferencia o využití geotermálnej energie**

Francúzsky dom pre východné Slovensko v Košiciach v spolupráci s Baníckou fakultou Technickej univerzity Košice a Bureau de Recherches Géologiques et Minières Orléans usporiadali 13. - 15. októbra 1992 v účelovom zariadení Technickej univerzity Košice v Herľanoch medzinárodnú konferenciu na tému Využitie geotermálnej energie.

Konferencia sa konala v mieste, kde podľa odvážneho projektu banského inžiniera Viliama Zsigmundyho v minulom storočí navŕtali Herliansky gejzír, ktorý je aktívny dodnes. Na koferencii sa zúčastnilo vyše 70 odborníkov. Šesť francúzskych špecialistov prezentovalo najnovšie výsledky využívania geotermálnej energie vo Francúzsku a účastníci zo Slovenska - pracovníci Geologického ústavu D. Štúra Bratislava a Výskumného ústavu vodného hospodárstva Bratislava - súčasný stav využívania takejto energie na Slovensku, a to s osobitným zreteľom na východoslovenský región.

F. Jaudinová predniesla prednášku Súčasný stav geotermálneho priemyslu vo Francúzsku, C. Boissavy sa zaoberal ťažbou, údržbou a inštaláciou ťažobných zariadení geotermálnych zdrojov, J. Lemala mal prednášku Optimalizácia využívania geotermálnych zdrojov nízkej entalpie, M. Pivinová analyzovala ekonomicky a finančne geotermálne projekty a rizikové faktory podnikania v geotermii, D. Lenoir prednášal na tému Organizácia a investorstvo vo vykurovaní geotermálnou energiou a P. Iris na tému Technika ťažby podzemných vôd veľmi nízkej teploty (pod 30 °C) pomocou tepelných čerpadiel.

V diskusii boli aj príspevky dotýkajúce sa využívania geotermálnych zdrojov v Slovenskej republike.

Pre zahraničných účastníkov sa v posledný deň konferencie konala odborná exkurzia v podtatranskej oblasti na lokalite Levoča, Vrbov a Poprad. Francúzski experti vysoko hodnotili najmä lokalitu Poprad, kde by sa - podľa ich náhľadu - mal realizovať geotermálny program na vykurovanie sídelných aglomerácií.

Účastníci konferencie odporučili do pozornosti nasledujúce:

1. osobitne sa zamerať na región východného Slovenska, ktorý má veľmi dobré geologické podmienky na využívanie zemského tepla na vykurovanie, potreby poľnohospodárstva a výrobu elektrickej energie;
2. pokračovať vo vyhľadávaní, overovaní a praktickom využívaní geotermálnej energie;
3. podľa skúseností z Francúzska je pri exploatácii geotermálnych zdrojov nevyhnutná finančná spoluúčasť štátu; bez nej nemožno udržať kontakt so svetovým trendom vo využívaní geotermálnej energie.

Mineralia slovaca, 25 (1993), 61 - 66

Prekoná ultrazvuk technologické bariéry úpravníctva ?

IVAN KRIŽÁNI[1], DANKA TROPPOVÁ[1] a ŠTEFAN ŠVEHLA[2]

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

[2]Výskumný ústav mechanizácie a automatizácie, Nové Mesto nad Váhom

(Doručené 6. 10. 1992, revidovaná verzia doručená 19. 11. 1992)

Will the dressing technological barriers be overcome by ultrasound ?

Preparation of monomineral fractions from rocks, ores and their dressing products has in many cases collided with problems which the application of classical methods has not allowed to overcome. We can state following examples: The accessories release from rocks without breaking the integrity of crystals; Gold-leaves separation from ores without their shape deformation; Gold-leaves surface cleaning from strange coatings as well as sulphides surface cleaning from products of their hypergenic alterations. We succeeded to overcome these and some further problems by working up the samples by efficient ultrasound. Experiments have shown the possibility of expressive increasing of the gold recovery factor from precious and base-metal ores by supersound before-dressing of the pulp.

Úvod

Mineralogický, petrologický, geochemický a mineralurgický výskum sa nezaobíde bez štúdia monominerálnych frakcií. Pre príslušné vedné disciplíny má nepochybne veľkú informačnú hodnotu nielen druhové, ale aj tvarové a zrnitostné spektrum a kvantitatívne zastúpenie akcesórií v horninách či úžitkových minerálov v rude. Dokonalé uvoľnenie žiadaného minerálu bez ovplyvnenia jeho integrity býva základnou požiadavkou špecialistov. Ale bežnými dezintegračnými postupmi to splniť nemožno, lebo deštrukčne pôsobia na všetky minerály.

Kľúčom na výber optimálneho technologického postupu obohacovania a extrakcie drahých kovov je čo najpresnejšie poznanie ich väzieb, tvarových a zrnitostných spektier v mineráloch hostiteľoch. Na uvoľnenie drahých kovov z minerálov hostiteľov sa zvyčajne využíva ich rozdielna odolnosť voči anorganickým kyselinám. Ale pri kyselinovom rozklade sulfidov vznikajú ťažko rozpustné až nerozpustné zrazeniny síranov, zásaditých dusičnanov, chloridov a elementárnej síry, a tak sa pred následné separačné postupy opäť stavia ťažko prekonateľná bariéra, pretože sa koloidné častice zrazením polárne viažu na povrch kovových zŕn.

Výťažnosť minerálov vôbec a drahých kovov zvlášť výrazne ovplyvňuje čistota ich povrchu. Preto sa produkty hypergénnej či technogénnej alterácie spravidla odstraňujú alebo aspoň narušajú mechanicky. Ale mechanická aktivácia (Tkáčová, 1984) často spôsobuje nežiaducu abrázno atomizáciu, plastickú deformáciu a sekundárnu agregáciu zŕn drahých kovov s mikročasticami sprievodných minerálov.

Pri hľadaní technického riešenia nastolených otázok nás zaujala možnosť využiť rozmanité účinky ultrazvuku na čistenie povrchu kovov, dispergáciu pelitických častíc a dezintegráciu tuhých látok (Švehla a Figura, 1984). Keďže aj ďalšie pramene (Glembockij, 1972; Trebichavský, 1973; Tjutjunik a Tichomirova, 1979; Bajčenko, 1982; Zubkov a Belov, 1982; Švehla a Gašparín, 1983; Tjutjunik a Jeršev, 1983; Morton et al., 1988) dokazujú mnohorakú využiteľnosť ultrazvuku v mineralurgii, rozhodli sme sa urobiť sériu pokusov zameraných na overenie vplyvu ultrazvukového opracovania zložiek polysulfidickej rudy na flotačnú výťažnosť zlata.

Fyzikálna podstata, účinky a použitie ultrazvukovej energie

Laboratórne výskumy u nás aj v zahraničí poukázali na nebývalé vlastnosti a účinky ultrazvukovej energie v prostredí, v ktorom sa ultrazvukové vlnenie šíri. Táto kmitavá, mechanicko-akustická energia vo frekvenčnom pásme nad vnímavosťou ľudského sluchu, skrátene nazývaná ultrazvuk, sa stala stredobodom pozornosti v rozličných odboroch vedy, techniky a technológie.

Účinky ultrazvukovej energie v konkrétnom prostredí závisia od intenzity, resp. amplitúdy výchylky a frekvencie kmitov, ako aj od vlastností prostredia, v ktorom sa kmity šíria. Intenzita je lineárne priamoúmerná hustote prostredia a rýchlosti šírenia vlnenia v danom prostredí a priamoúmerná štvorcom amplitúdy a frekvencie vlnenia. Na základe konkrétnych hodnôt týchto veličín sa rozlišuje pasívna a aktívna ultrazvuková energia, resp. ultrazvuk malých a veľkých amplitúd. Pasívny ultrazvuk v prostredí šírenia nevyvoláva nijaké alebo iba nepatrné fyzikálne alebo chemické zmeny. To ho predurčuje na využitie v meracej a kontrolnej technike. Aktívny ultrazvuk, s intenzitou nad 5.10^4 W.m^{-2}, nazývaný aj makrozvuk, ovplyvňuje vlastnosti, resp. štruktúru prostredia podrobeného jeho pôsobeniu, a preto vzbudzuje pozornosť tých oblastí vedy a technológie, kde treba urýchľovať procesy alebo zvyšovať kvalitu operácií, či riešiť problémy, ktoré sa aplikáciou iných druhov energie doteraz uspokojivo nezvládli.

Pôsobenie kmitov makrozvuku v prostredí, v ktorom sa šíria, vyvoláva značné fyzikálne, chemické a iné, často až prekvapujúce zmeny. Tlak ultrazvukového žiarenia a intenzívny striedavý tlak vyvolávajú rozličné namáhanie, napätie, zrýchlenie a iné efekty. Ich sekundárne prejavy v ožarovanom prostredí majú formu kavitácie, deformácií, tepelných, mechanických a chemických účinkov. Možnosti využívať výkonový ultrazvuk sú v technológiách, v ktorých možno výhodne využiť jeho osobitosti a účinky, a to:

- veľmi vysokú opakovaciu rýchlosť kmitov,
- strednú okamžitú rýchlosť a veľmi veľké zrýchlenie (až 10^5 g) pri malých amplitúdach výchyliek (0,05 - 0,07 mm),
- značná práca ultrazvukového meniča zaťaženého technologickou operáciou na malých dráhach bez privádzania veľkých prídavných síl,
- kavitácia a mikroprúdenie v kvapalinách,
- povrchová nestabilita na rozhraní látok rozličného skupenstva,
- zahrievanie a únava tuhých látok.

Do priemyselných technológií začal ultrazvuk prenikať približne pred tridsiatimi rokmi. Umožnil to rozvoj výkonovej elektroniky, dostupnosť vhodných materiálov a konštrukcií ultrazvukových meničov. Prvé priemyselné aplikácie sa zavádzali v tomto poradí:

- ultrazvukové čistenie a obrábanie,
- ultrazvukové spájkovanie,
- ultrazvukové zváranie kovových materiálov a plastov.

Neskôr sa výskum zameral na priemyselné využitie výkonového ultrazvuku na ovplyvňovanie štruktúry tuhnúcich kovov, na tvárnenie a spracúvanie materiálov a na intenzifikáciu rozličných chemickotechnologických procesov.

V súčasnosti ako ekonomicky veľmi významný faktor vystupuje do popredia mimoriadne vysoká energetická účinnosť najnovšej generácie ultrazvukovej techniky. Tá už disponuje veľmi účinnými polovodičovými generátormi a predpätými, sendvičovými piezoelektrickými meničmi, ktoré dosahujú na jednotku výkon do 4 kW pri 20 kHz a účinnosť 95 %. To umožnilo prienik výkonového ultrazvuku do ďalších výrobných technológií. Ak staršie práce (Trebichavský, 1973) avizovali efektívnosť aplikácie ultrazvuku v úpravníctve - napríklad na emulgáciu mastných flotačných reagencií, na predúpravu rmutu pred jeho flotačným, gravitačným či elektromagnetickým spracovaním a pod. - v súčasnosti možno na požadované účely vyvíjať veľkokapacitné a kontinuálne pracujúce ultrazvukové zariadenia (Morton et al., 1988). Oveľa efektívnejšia ako konvenčné postupy môže byť najmä ultrazvuková dispergácia a dezintegrácia, lebo pôsobením ultrazvuku sa hmota prednostne delí po plochách najslabších väzieb, kde sa vibračná energia rozptyľuje. Tak sa spotrebúva oveľa menej práce ako pri náhodnom rozbíjaní mechanickým drvením alebo omieľaním.

Použité laboratórne prístroje a ich technické parametre

Laboratórna čistička TESON 10 UC 003 CS1 z Tesly Vráble je kompaktný viacúčelový stroj na čistenie drobných a členitých predmetov v stomatológii, jemnej mechanike, optike a pod. Piezokeramické ultrazvukové žiariče veľmi účinne menia elektrickú energiu dodávanú polovodičovým generátorom na mechanicko-akustické kmity s frekvenciou 38 - 42 kHz. Prostredníctvom dna vane, na ktorom sú žiariče upevnené, sa kmity prenášajú do konštantného objemu 10 dm^3 pracovnej kvapaliny a vyvolávajú v nej kavitáciu, ktorá je pri čistení v kvapaline rozhodujúca. Veľmi drobné predmety možno čistiť aj vo veľmi agresívnych kvapalinách v sklených nádobách, ktoré sa aj s obsahom vnárajú do náplne pracovnej kvapaliny vo vani. Intenzita žiarenia v pracovnej kvapaline klesá od dna vane k hladine náplne. Ovládací panel umožňuje nastavovať ohrev náplne do 80 °C a expozičný čas od 1 do 23 min.

Ultrazvukový dezintegrátor N-243-86 je prototypový prístroj Výskumného ústavu mechanizácie a automatizácie v Novom Meste nad Váhom. Skladá sa zo separátneho bloku tranzistorového generátora s ovládacím panelom a z ultrazvukovej piezokeramickej hlavice opatrenej závitom na pevné pripojenie výmenných nástrojov, koncentrátorov vyrobených z titánu 110. Hlavica s nasadeným nástrojom a stojanom s podložkou na upevnenie nádob s opracúvanými vzorkami je umiestená v protihlukovej skrinke. Dezintegrátor je určený na rozbíjanie buniek a bakteriálnych kultúr. Pracuje s rezonančnou frekvenciou 22 kHz. Sada troch výmenných koncentrátov v kombinácii s osempolohovým prepínačom príkonu dáva možnosť voľby amplitúd kmitov 0,01 mm - 0,08 mm a energetického výkonu vyžarovaného do pracovnej kvapaliny od 3 W do 100 W. Testovanie sme vykonávali so stupňovitovalcovitým koncentrátorom ϕ 40/20 mm, ktorý do pracovnej kvapaliny pri 1. až 8. polohe príkonového prepínača vyžaroval 19, 27, 36, 41, 48, 58, 70 a 100 W energetického výkonu pri amplitúdach kmitov 0,01 - 0,03 mm.

Usporiadanie a výsledky pokusov

Úvodné pokusy sme koncipovali tak, aby bol efekt pôsobenia ultrazvuku na skúšobné vzorky pozorovateľný vizuálne. Urobili sme ich v takomto poradí:

1. čistenie zlatiniek a sulfidických minerálov od cudzorodého povlaku a alteračných produktov,
2. uvoľňovanie zlatiniek zo zrazeninovej "huby" po kyselinovom rozklade sulfidov,
3. dispergácia pelitov a stabilizácia suspenzií,
4. koagulácia pelitických suspenzií,
5. dezintegrácia a dispergácia spekularitu,
6. dezintegrácia kremeňovo-karbonátovo-polysulfidickej žiloviny.

Pokus 1: Izometrické, valcovité, vretenovité, diskovité až šupinkovité zlatinky vyryžované zo sedimentov odkalísk mali rozmery 0,00X až 0,X mm. Sfarbením, ba i tvarom sa podobali na hrudky hydrogoethitu, ale na rozdiel od neho zostávali v ryžovacej miske aj po odplavení galenitu.

Do skúmavky naplnenej vodou sme vsypali cca 200 takto znečistených zlatiniek a vodotesne uzavretú skúmavku sme ponorili do vodnej náplne ultrazvukovej čističky. Expozíciu sme urobili bez ohrevu v troch sekvenciách po 5 min. Efekt ultrazvukového čistenia zlatiniek sa hodnotil pod binokulárnou lupou po každej ožarovacej sekvencii. Po 1. sekvencii

zmizol povlak a kôrka z ostrohranných výčnelkov zlatiniek, po 2. sa obnažili všetky vypuklé plochy a po 3. sekvencii sa povlaku zbavili aj dutiny.

Rovnakým postupom sme otestovali aj efekt ultrazvukového čistenia zŕn sulfidov od produktov ich hypergénnej a technogénnej alterácie. Po 15 min ultrazvukovej expozície boli alteračné produkty z povrchu zŕn galenitu, pyritu a chalkopyritu úplne odstránené.

Pokus 2 : Nerozpustný zvyšok po rozklade polysulfidického flotačného koncentrátu z hodrušskej zlatej rudy koncentrovanou HNO_3 obsahoval popri nerozložených zvyškoch sulfidov a kremeňa aj významný podiel chuchvalcov bielych a žltých zrazenín nerozpustných dusičnanov a elementárnej síry. Chuchvalce zrazenín pohltili takmer všetky zlatinky uvoľnené z rozložených sulfidov. Zrazeniny, vyplavené z nerozpustného zvyšku ako ľahká frakcia, sme v sklenej nádobe zriedili vodou a nádobu sme vložili do vodnej náplne vo vani ultrazvukovej čističky tak, že voľne plávala. Na úplnú dispergáciu zrazenín vo vode stačilo 5 min ultrazvukovej expozície. Po zliatí suspenzie zostali na dne misky tisícky zlatiniek so zrnitosťou od 0,02 do 1 mm. Ich povrch bol dokonale čistý a priestorovo-kostrový, drôtikovitý habitus zostal zachovaný.

Pokus 3: Tmavosivý piesčitý íl pochádzal z hĺbky 8,2 m z odkaliska Suchý tajch, zaplneného odpadom zo stupových úpravní v Štiavnických Baniach. Po mechanickom rozplavení vzorky s objemom 150 cm^3 v 1850 ml vody hustá suspenzia veľmi rýchlo koagulovala a voda nad sedimentom sa za 10 min takmer vyčírila. Vyčírenú vodu sme odsali, sediment rozdelili na dve časti a tie sme znovu mechanicky rozplavili, každú v 2000 ml vody s prídavkom 1 ml Na_2SiO_3. Po takejto úprave sa jedna časť odstavila na sedimentáciu priamo, druhá až po 10-minútovej expozícii v ultrazvukovej čističke. Z neozvučenej suspenzie sa po 24-hodinovej sedimentácii oddelila 2 cm vrstva sedimentu a suspenzia nad ním zostala priesvitná. Naproti tomu v ozvučenej suspenzii sa vydelili 3 ostro ohraničené a aj farebne odlíšené vrstvy a na dne nádoby sa usadila iba 7 mm vrstva jemného piesku.

Zo sedimentov neozvučenej aj ozvučenej časti vzorky sme vyryžovali koncentráty sulfidov, ktoré sa zreteľne odlišovali sfarbením. Kým sulfidy z neozvučeného sedimentu pokryla kôrka uhličitanov a síranov, sulfidy zo sedimentu ozvučenej časti vzorky boli od alteračných produktov dokonale čisté.

Pokus 4 : Nízkointenzitným ultrazvukom stabilizovaná suspenzia sa vystavila pôsobeniu nástroja ultrazvukového dezintegrátora. Najnižší vyžarovaný výkon (19 W) stabilitu suspenzie nenarušil, ale vyššie vyžarované výkony (48 - 100 W) vyvolávali okamžitú koaguláciu.

Pokus 5: Použili sme naň vzorku spekularitu z hodrušskej žily Rozália. Hrudky čistého spekularitu zaliate vodou v 100 ml hrubostennej skúmavke sa najprv rozbili 5-minútovým pôsobením nástroja ultrazvukového dezintegrátora kmitajúceho s amplitúdou 0,03 mm pri maximálnom vyžarovanom elektrickom výkone 100 W. Takto získaný spekularitový rmut sa prepláchol do 1000 ml kadičky, doplnil sa vodou na objem 750 ml a s prídavkom 0,5 ml Na_2SiO_3 vystavil ultrazvukovej dispergácii, ktorá trvala 10 min.

Po 24-hodinovej sedimentácii v 1000 ml valci zostali vo vznose častice spekularitu jemnejšie ako 0,002 mm a suspenzia zostala nepriesvitná už vo vrstve hrubej 10 mm.

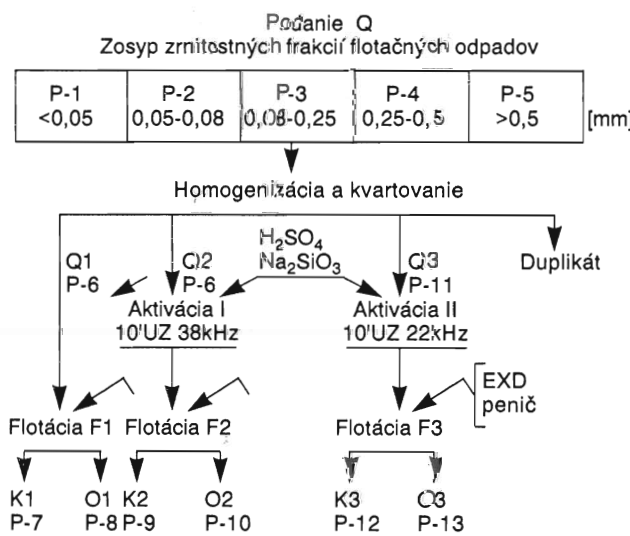
Pokus 6: Použili sme naň vzorku polysulfidickej rudy z banskoštiavnickej žily Bieber mechanicky predrvenú na zrnitosť pod 10 mm. Úlomky zo zrastov galenitu, sfaleritu, chalkopyritu, kremeňa a karbonátov zaliate vodou v 100 ml hrubostennej skúmavke sa vystavili priamemu pôsobeniu nástroja ultrazvukového dezintegrátora kmitajúceho s amplitúdou 0,03 mm pri vyžarovanom elektrickom výkone 100 W. Úlomky sa viditeľne rozpadali najmä vtedy, keď sa dostali do priameho kontaktu s čelom nástroja a keď ich súčasne pritláčal na dno skúmavky. Po 5-minútovej kontaktnej expozícii sa dokonale štiepateľné zrná galenitu a karbonátov zatomizovali na prachovitú zrnitosť. V zrnitostnej triede 1 - 2 mm zostalo približne 30 % nerozpojených zrastov kremeňa s chalkopyritom a sfaleritom.

Takto potvrdené účinky výkonového ultrazvuku nás stimulovali vykonať experiment, ktorým sa mal overiť pozitívny vplyv ultrazvukovej predúpravy rmutu na flotačnú výťažnosť zlata.

Ovplyvnenie flotačnej výťažnosti zlata ultrazvukovou aktiváciou vsádzky

Usporiadanie a podmienky experimentu

Experiment bol usporiadaný trojfázovo (obr. 1). Aby čo najpresvedčivejšie preukázal vplyv ultrazvukovej aktivácie vsádzky na výťažnosť zlata v režime kolektívnej flotácie sulfidov, použili sme v ňom vzorku flotačného odpadu z flotačnej úpravne banskoštiavnického závodu Rudných baní. Vzorka na experiment sa pripravila zosypom piatich



Obr. 1. Schéma trojfázového experimentu.

Fig. 1. Scheme of triple-phase experiment.

zrnitostných frakcií z piatich odberov tuhej fázy odpadového rmutu na havarijnom vpuste do odkaliska Sedem žien pri Banskej Belej. Priemerný obsah zlata vo vsádzke vypočítaný zo stanovení vo vzorkách zrnitostných tried (P-1 až P-5) vyšiel na 0,56 $g.t^{-1}$. Výsledky hydrodynamicko-gravitačného spracovania totožných šarží odpadového rmutu preukázali v ňom prítomnosť voľných, ale hydroxidmi povlečených zlatiniek, na ktorých sa v 1. pokuse overoval efekt ultrazvukového čistenia. O prítomnosti voľných zlatiniek aj vo vsádzke na trojfázový experiment svedčí najvyšší obsah zlata v parciálnej vzorke zrnitostnej frakcie 0,05 - 0,08 mm (P-2).

Podanie Q, pripravené zosypom zrnitostných tried, sa kvartovaním rozdelilo na parciálne vsádzky Q1+Q2 a Q3+duplikát.

Prvá fáza - priama flotácia, bez ultrazvukovej aktivácie vsádzky - mala poskytnúť porovnávacie charakteristiky klasického postupu ovplyvneného len regulujúcimi prísadami.

V druhej fáze išlo o overenie vplyvu čistiaceho efektu nízkointenzitnej ultrazvukovej aktivácie vsádzky.

Tretia fáza mala preukázať vplyv čistiaceho a dezintegračného účinku vysokointenzitného ultrazvuku na flotačnú výťažnosť zlata.

Zo spôsobu prípravy vychodí, že zrnitosť vsádzky pre každú z troch fáz experimentu zodpovedala D_{70} pod 0,25 mm. Zhodne sa na 200 $g.l^{-1}$ upravila aj hustota rmutu.

Aktivácia s regulujúcimi prísadami H_2SO_4 do pH ≐ 6 Na_2SiO_3 v dávke 0,5 $ml.l^{-1}$ v každej fáze trvala 10 min. Vo fáze F1 sa urobila priamo vo flotačnej cele mechanickým premiešavaním, vo fáze F2 v kadičke ponorenej do vodnej náplne vane ultrazvukovej čističky TESON-10 nízkointenzitným ozvučením a vo fáze F3 ozvučenie urobil ponorný nástroj ultrazvukového dezintegrátora s maximálnym energetickým výkonom 100 W, tiež v 1000 ml kadičke.

Agitácia a flotácia vo všetkých troch fázach prebehla v cele laboratórneho pneumomechanického flotátora DAVY-S 1 l.

Dávkovanie reagencií:
EXD 100 $g.t^{-1}$, agit. 5 min;
penič EH - TP 100 $g.t^{-1}$, agit. 2 min.
Flotácia trvala v každej fáze 10 min.

Analytické podmienky

Parciálne vzorky východiskových zložiek vsádzky sa analyzovali metódou AAS-ETA na prístroji PYE-UNICAM LTD/Philips, PU-9000 s elektrotermickým atomizátorom PU-9095 VIDEO FURNACE s deutériovým korektorom pozadia po extrakcii zlata do dibutylsulfidu (analytik Andráš).

Vzorky podania a produktov jednotlivých fáz sa analyzovali metodikou OES (Medveď et al., 1987) na spektrografe PGS-2 CARL ZEISS JENA po extrakcii zlata do bázického iónomeniča IRA-400 s Cl protiiónom (analytička Hrnčárová).

Priemerný obsah Au ($g.t^{-1}$) v parciálnych vzorkách P-1 až P-13, reprezentujúcich zrnitostné frakcie podania, jeho kvartov a produktov flotácie (cf. obr. 1), je vypočítaný z 2 až 5 stanovení z 2 až 10 g navážok (limitovaných množstvom získaného produktu):

P-1 = 0,43; P-2 = 1,45; P-3 = 0,79; P-4 = 0,07;
P-5 = 0,07; $\bar{x}_{P-5}$ = 0,566; P-6 = 0,83; P-7 = 1,80;
P-8 = 0,60; P-9 = 2,20; P-10 = 0,50; P-11 = 0,29;
P-12 = 3,60; P-13 = 0,07; $\bar{x}_{P-6+P-11}$=0,56.

Zhodnotenie výsledkov experimentu

Rozdiely v hmotovom výnose, obsahu a výťažnosti zlata medzi produktmi jednotlivých fáz experimentu (tab. 1) dokumentujú pozitívny efekt ultrazvukovej aktivácie vsádzky. Poznatky, ktoré sme získali predchádzajúcimi overovacími pokusmi, dovoľujú nasledujúcu interpretáciu výsledkov trojfázového experimentu:

F1. V tejto fáze boli výsledky porovnateľné s tými, ktoré sa dlhodobo dosahujú aj v praxi. Korekciou pH rmutu z 11 na 6 sa dosiahla reaktivácia povrchu potlačených a stratených zŕn sulfidov. Voči pôvodnému obsahu zlata vo vsádzke iba mierna koncentrácia v penovom produkte zodpovedá jeho priemernému obsahu v sulfidických mineráloch. Ako sa zistilo pri pokusnej výrobe "pyritového zlatonosného koncentrátu" roku 1988, do tohto koncentrátu prechádzajú aj uvoľnené a mechanicky aspoň čiastočne obnažené zrná elektra.

F2. Aktivácia vsádzky s regulačnými prísadami nízkointenzitným ozvučením vyvolala zdanlivo paradoxný jav, lebo popri zvýšení hmotového výnosu sa mierne zvýšil obsah zlata v penovom produkte, ako aj výťažnosť zlata. Logické vysvetlenie tohto javu poskytujú poznatky z 1. a 3. overovacieho pokusu. Ide zrejme o odraz preukázaného očistného účinku kavitácie, ktorá v priebehu nízkointenzitnej expozície vsádzky odstránila a do vody dispergovala nielen sekundárny povlak z povrchu voľných zŕn elektra, ale aj alteračné produkty zo zŕn sulfidov. Vďaka tomu mohli do penového produktu prejsť nielen

TAB. 1
Hodnotenie trojfázového experimentu
Evaluation of triple-phase experiment

Fáza	Produkt	Hmotnostný výnos (%)	Obsah Au ($g.t^{-1}$)	Výťažnosť Au (%)
F1	Vsádzka Q1	100,0	0,83	100,0
	Koncentrát K1	18,3	1,80	40,9
	Odpad O1	81,7	0,60	59,1
F2	Vsádzka Q2	100,0	0,83	100,0
	Koncentrát K2	19,5	2,20	51,7
	Odpad O2	80,5	0,50	48,3
F3	Vsádzka Q3	100,0	0,29	100,0
	Koncentrát K3	6,2	3,60	76,9
	Odpad O3	93,8	0,07	23,1

Poznámka: Nižšiu kvalitu vsádzky Q3 spôsobuje prítomnosť uvoľnených zlatiniek najmä v zrnitostnej triede 0,05 - 0,25 mm, ktoré sa do kvartov nehomogénne rozdeľujú. Toto konštatovanie podporuje aj dobrá zhoda priemerného obsahu Au vypočítaného zo stanovení vo vzorkách P-1 až P-5 ($\bar{x}$ = 0,566) a zo stanovení vo vzorkách P-6 a P-11 ($\bar{x}$ = 0,56).

obnažené zrná elektra, ale aj časť zrastov sulfidov s nerudnými minerálmi, čo sa nevyhnutne odrazilo vo zvýšení hmotového výnosu penového produktu, jeho kvality a výťažnosti zlata.

F3. Pri vysokointenzitnom ozvučení vsádzky priamym kontaktom s nástrojom ultrazvukového dezintegrátora sa zrejme prejavil nielen očistný efekt kavitácie, ale aj dezintegračný účinok únavy materiálu vyvolaný rozdielnou rezonanciou rozkmitaných minerálnych fáz s odlišnou štruktúrnou mriežkou (cf. pokus 6). To malo za následok rozpad časti polootvorených zrastov sulfidov s nerudnými minerálmi po vzájomných styčných plochách, ako aj obdobné uvoľnenie časti poloodkrytých a zamletých zlatiniek. Odrazom toho je výrazný pokles hmotového výnosu sprevádzaný 12,4-násobným obohatením zlata v získanom produkte a výrazným stúpnutím výťažnosti zlata.

Záver

Získané poznatky preukázali možnosť efektívne prekonať bariéru klasických mikroseparačných postupov zacielenou aplikáciou výkonového ultrazvuku, čo už v laboratóriu využívame rutinne.

Bariéry, ktoré umožňuje odstrániť výkonový ultrazvuk, sú podľa našich pozorovaní súčasnými úpravníckymi a hydrometalurgickými technickými zariadeniami neprekonateľné. Hoci výskum spred 20 - 30 rokov, ba aj priemyselné aplikácie výkonového ultrazvuku presvedčivo dokázali vysokú účinnosť a efektívnosť technologických procesov, ktoré ovplyvňuje, to, že doteraz ultrazvuk do úpravníctva a hydrometalurgie výrazne nezasiahol, zrejme zaprícinila potreba opracúvať veľké objemy surovín, čo mohutné, energeticky náročné a máloúčinné ultrazvukové zdroje predchádzajúcej generácie neumožňovali.

Teraz, keď sú k dispozícii odolné, energeticky úsporné a vysokoúčinné ultrazvukové zdroje, ako aj veľmi odolné materiály na zhotovovanie pracovných nástrojov, je potreba prehodnotiť efektívnosť aplikácií výkonového ultrazvuku v úpravníctve aj hydrometalurgii veľkoobjemovými pokusmi zrejme mimoriadne aktuálna.

Literatúra

Bajčenko, A. 1982: Intensifikacija ultrazvukovogo emulgirovanija flotacionnych reagentov. *Izv. VUZ, Ser. Gorn. ž., 4, 92 - 94.*

Glembockij, V. A. 1972: Ultrazvuk v obogaščenii poleznych iskopajemych. *Nauka (Alma Ata), 395.*

Križáni, I., Jeleň, S. & Kalinaj, M. 1992: Príčiny nízkej výťažnosti zlata z polymetalických rúd a možnosti ich prekonania. *In: Možnosti získavania drahých a vzácnych kovov z prvotných a druhotných surovín v podmienkach ČSFR, Košice, 57 - 65.*

Medveď, J., Martiny, E. & Plško, E. 1987: Spektrochemické stanovenie zlata v geologických materiáloch po obohatení pomocou vymieňačov iónov. *In: Zlato v Západných Karpatoch. GÚDŠ Bratislava, 151 - 154.*

Morton, W. E., Fairbanks, H. V., Wallis, J., Hunícke, R. L. & Krenicki, J. 1988: Ultrasonic Vibrator Tray Processes and Apparatus. *US Patent Numb., 4, 741, 839, 6.*

Švehla, Š. & Gašparín, Š. 1983: Výkonové ultrazvukové zdroje pre technologické aplikácie. *In: Nové aplikácie ultrazvuku na intenzifikáciu technologických procesov a prístrojov. Dom techniky ČSVTS, Bratislava, 3 -16.*

Švehla, Š. & Figura, Z. 1984: Ultrazvuk v technológii. *Vyd. Alfa (Bratislava), 521.*

Tjutjunik, N. D. & Tichomirova, V. V. 1979: Vlijanije ultrazvuka na razdelenije mineralov gravitacionnym metodom. *Izv. VUZ, Ser. Cvetn. metalurg., 4, 7 - 11.*

Tjutjunik, N. D. & Jeršev, V. S. 1983: Ultrazvukovaja ustanovka dľa promyšlennoj obrabotki mineraľnych puľp. *Izv. VUZ, Ser. Cvetn. metalurg., 8, 93 - 94.*

Tkáčová, K. 1984: Zdrobňovanie a aktivácia v úprave a spracovaní nerastov. *Vyd. Veda (Bratislava), 101.*

Trebichavský, J. 1973: Použití ultrazvuku v chemii, hornictví a úpravnictví nerostných surovin. *Inform. Zprav. nerost. Sur., 5, 1 - 96.*

Zubkov, A. A. & Belov, B. G. 1982: Obogaščenije redkich metallov s ispoľzovanijem ultrazvuka. *Izv. VUZ, Ser. Cvetn. metalurg., 9, 102 - 106.*

Will the dressing technological barriers be overcome by ultrasound ?

The manifold technological utilization of ultrasound (Švehla and Figura, 1984) has been already proved also in dressing (Glembockij, 1972; Trebichavský, 1973; Tjutjunik and Tichomirova,1979; Bajčenko, 1982; Zubkov and Belov, 1982; Švehla and Gašparín, 1983; Tjutjunik and Jeršev, 1983; Morton et al., 1988). The term ultrasound defines mechanical-acoustic energy oscillating in frequency range above the perception of human hearing. The fields of ultrasound utilization are determined by ultrasound intensity. This is linearly proportionate on space density and velocity of waves spreading in space and is positive correlated by square of amplitude and frequency of undulation. Intensity 5.10^4 $W.m^{-2}$ is the interface which divides the ultrasound into passive and active. The passive ultrasound with intensities below stated value does not involve any or involves only slight changes in the spreading environment. This fact predestine the field of utilization of ultrasound in measurement and regulation technologies. On the other side, the active ultrasound (macrosound) with intensities above the stated value influences miscellaneously to environment and this is the reason, why is attractive for such branches of science and technology, where is desirable to speed up the processes, to increase the operation quality or to solve the problems not satisfactorily solveable with further kinds of energy.

During our laboratory experiments we were using following kinds of sources of ultrasound energy:

- The compact universal tub cleaner TESON 10 UC 003 CS 1 (made by Tesla Vráble), designed for cleaning of tiny and articulate objects in water or further polar or non-polar liquid, with possibility of induction heating to 80 ^{o}C. The intensity of ultrasound radiation with frequency range 38 - 42 kHz in 10 dm^3 filling of processing liquid decreases from the bottom of the tub towards the liquid level.

- The ultrasound desintegrator N-243-86 (the prototype of the Research Institute of Mechanization and Automatization in Nové Mesto nad Váhom town) designed for desintegration of cells and bacterium cultures. The steply-cylindrical instrument -concentrator, made of titanium 110 (d=40/20 mm) is steady connected with piezoceramic changer and plunged into processed liquid and radiates the ultrasound vibrations with frequency 22 kHz. The instrument radiates according to choosen 1. to 8. position of the generator power switch the

energetic output 19, 22, 36, 41, 48, 58, 70 and 100 W into processed liquid with vibration amplitudes ranging from 0.01 to 0.03 mm.

The series of proving experiments persuaded us, that using ultrasound energy:

1. the secundar coatings from the surfaces of gold-leaves as well as products of alteration from grains of sulphidic minerals are effectively removed using the energy of lower (TESON 10) and upper (N-243-86) intensities;
2. the gold-leaves are perfectly released from the curdles originating by acid dissolution of sulphidic minerals when energy of lower intensity is used;
3. the pelites perfectly disperse and suspension stability markedly increases using ultrasound energy of lower intensities;
4. the pelitic elements flocculate and quickly fall out from the suspension applying the higher intensities;
5. the minerals with layered structure and perfect fissibility (specularite, micas) are intensively disaggregated into the finest lamellas;
6. the preferential separation of miscellaneous mineral phases in mutual contact surfaces and selective desintegration of perfectly fissile minerals (e. g. galenite) effects using the higly-intense sounding of quartz - carbonate - polysulphidic semi-ore during its direct contact with tool of ultrasound desintegrator.

The aim of following experiment, arranged as triple-phase (Fig. 1), was the verification of the influence of ultrasound processing of the pulp with activation admixture for flotation recovery of gold. The partial samples of the basal components of the pulp (P-1 to P-5) were analysed after gold extraction into dibutylsulphide by AAS - ETA method using PYE UNICAM LTD/PHILIPS, PU-9000 apparatus with electrothermical atomizer PU-9095 VIDEO FURNACE with deuterium background corrector (analyst Andráš). The partial samples P-6 to P-13 were analysed after gold extraction into basic ion exchanger IRA-400 with Cl anti-ion by OES method (Medveď et al., 1987) using PGS-2 CARL ZEISS JENA device (analyst Hrnčárová). The average contents of Au in charge $\bar{x}$ [illegible] = 0,566; $g.t^{-1}$ and its quarters for individual phases of experiment $x_{P-6+P-11}$ = 0.560 are nearly equivalent. The different Au contents in partial charges P-6 and P-11, used as Q1, Q2, Q3 and duplicate is ascribed to unequal distribution of the larger dissolute gold-leaves during the quartering.

The granularity of the charge for each one of the experiment three phases was D_{70} below 0.25 mm. The pulp density for each phase was also conformly adjusted to 200 $g.l^{-1}$. The portitioning of the adjusting admixtures: H_2SO_4 into pH=6, Na_2SiO_3 0.5 $ml.l^{-1}$.. The activation during the phase F1 was realized during the mechanical stirring of the pulp directly in the laboratory flotator cell DAVY - S11. The phase F_2 activation was effected by lower intensity sounding in 1.000 ml beaker plunged into the water charge of the tub of the ultrasound cleaner TESON 10. The activation in the phase F3 was realised using sounding of the higher intensity by tool of ultrasound desintegrator N-243-86, dived into the pulp. The duration of each phase activation was 10 minutes. Agitation and flotation were realized in the cell of laboratory flotator adhering the same portitioning of reagents as well as timing of operations in each phase: EXD 100 $g.t^{-1}$/ 5′, foaner EH-TP 10 $g.t^{-1}$/ 2′, flotation 10′.

The experiment results are documented in Tab. 1. Our interpretation of results obtained by verifying experiments is following:

F1 - The sulphide surface and partially the free gold-leaves surface was reactivated using pH correction. The results of this phase are similar to these reached during the experimental production of „gold-bearing pyritic concentrate" in dressing plant near Banská Štiavnica town in 1988.

F2 - The reason of apparently paradox phenomenon, when besides the increasement of weight recovery there increased not only content but also temperately the recovery factor of gold in the foam product (K2), is very probable the cleaning efect of cavitation which removed the alteration coatings from the sulphides as well as golf-leaves surfaces.

F3 - Besides the cavitation cleaning effect, the highly-intensive ultrasound desintegration effect was expressively manifested. The part of sulphide intergrowths with non-ore minerals has crumbled and there were released also the semi-opened and coalesced gold-leaves. This has its reflection in marked decrease of weight recovery of the product K3 accompanied with 12.4 multiplicated concentration of gold as well as significant increase of its recovery.

Presented results showed the possibility of overcoming the barriers of classical microseparation methods using the powerful ultrasound, which we have already used in laboratory practice. The similar barriers, which overcoming applying the common technical methods is hardly possible, already exist in mineralurgy. This is the reasom why now, when the sturdy, high effective and economical sources of ultrasound are available as well as sturdy materials for ultrasound tools, the necessity of revaluation of effectiveness of powerful ultrasound application in large dressing experiments and in hydrometallurgy immens is evidently extremely actual.

Mineralia slovaca, 25 (1993), 67 - 70

Mammuthus trogontherii (Pohlig, 1885) (Proboscidea, Mammalia) z dunajského štrku od Gabčíkova

PETER HOLEC

Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 12. 10. 1992)

***Mammuthus trogontherii* (Pohlig, 1885) (Proboscidea, Mammalia) from the gravels of the Danube river near Gabčíkovo**

Permanent molar of the Mammuthus trogontherii (Pohlig, 1885) in gravels of the Danube river is described in this paper. This species lived in Central Europe mainly during the Middle Pleistocene - Mindel.

Úvod

Na vodnom diele pri Gabčíkove sa v stavebnej jame plavebného kanála pri hydrogeologickom vrte v hĺbke 10 m našiel zub mamuta staršieho druhu - *Mammuthus trogontherii* (Pohlig). Zub nám priniesol dr. Varga, vedúci geologického dozoru na stavbe. Aj keď nálezy mamutích molárov na Slovensku nie sú príliš vzácne, zuby tohto druhu sú pomerne zriedkavé.

Geologické pomery

Zub pochádza zo štrku naplaveného Dunajom. Jeho mocnosť v smere riečneho toku v Podunajskej rovine narastá smerom od Z na V a dosahuje 300 - 400 m. Kým na území Bratislavy dosahuje dunajský štrk mocnosť iba 10 - 12 m, pri Gabčíkove je to až 360 m. Pod štrkom leží neogénny íl a piesok (Buday, Cambel a Maheľ, 1962). Napriek veľkej mocnosti a plošnej rozlohe sú dunajský štrk a piesok z hľadiska biostratigrafie pomerne málo preskúmané. Podľa Vaškovského (1975) sú kvartérne sedimenty slovenských nížin faciálne bohaté, dosahujú značnú mocnosť a majú zložitú stavbu, často ovplyvnenú tektonickými pohybmi. Okrem iného treba riešiť aj ich vzťah k podložným, najmä pliocénnym sedimentom. Je pozoruhodné, že v dunajskom štrku, ktorý najmä pre veľkú priepustnosť vody a pohyb nie je na fosilizáciu organických zvyškov príliš vhodný, sa zub mamuta zachoval veľmi dobre. Mohlo by to svedčiť o jeho krátkodobom transporte. Nedá sa jednoznačne tvrdiť, že štrk v oblasti nálezu je mindelský, lebo môže ísť, ako to pri fluviálnych sedimentov býva, aj o redeponovaný paleontologický materiál. Zmieňuje sa o tom aj Guenther (1953).

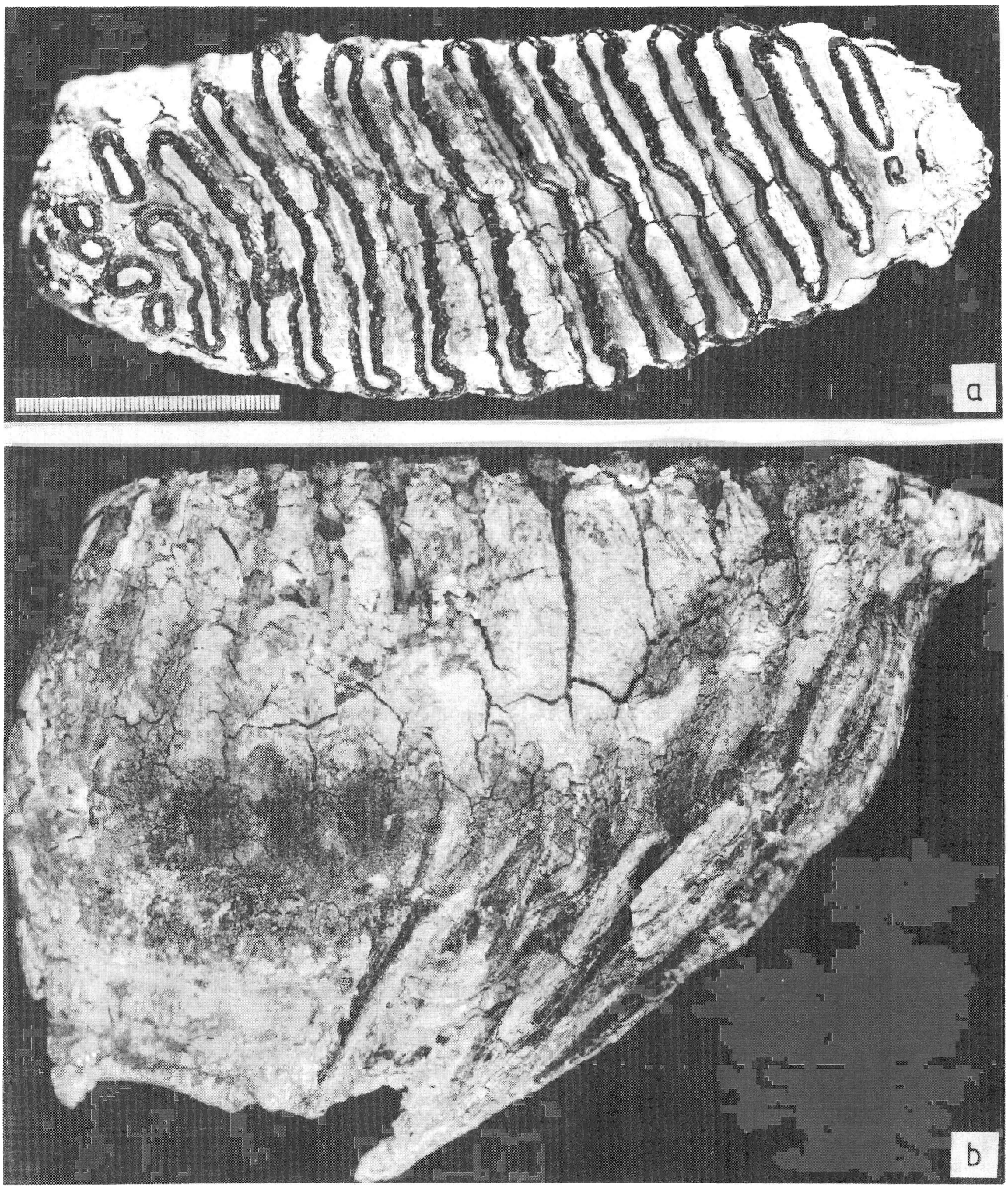
V dunajských náplavoch sú častejšie zvyšky mamutov druhu *Mammuthus primigenius* (Blumenbach), aké nám priniesol dr. Földes od Komárna a sú známe aj od Nových Košarísk, Okoča, Zlatých pieskov a Štrkoveckého jazera v Bratislave a i.

Paleontologická časť

Čeľaď: *Elephantidae* Gray, 1821
Podčeľaď: *Mammuthinae* Simpson, 1945
Rod: *Mammuthus* Burnett, 1830
Druh: *Mammuthus trogontherii* (Pohlig, 1885)
(Obr. 1a, b)

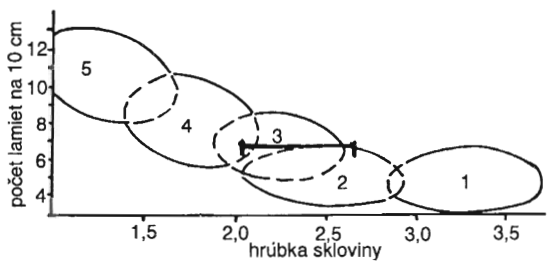
1913 *Elephas trogontherii* Pohl. - W. Soergel: Elephas trogontherii Pohlig und Elephas antiguus Falc. etc., obr. 6, 11, 12, Tab. 1, Fig. 17, Tab. II, Fig. 1 - 7.
1960 *Mammuthus trogontherii* (Pohlig, 1885) - I. A. Dubrovo: Drevnije slony SSSR, 1 - 78, obr. 3, 4.
1961 *Mammuthus aff. trogontherii* Pohl. - A. K. Vekua: Achalkalakskaja nižneplejstocenovaja fauna mlekopitajuščich, 3 - 16.
1961 *Mammonteus trogontherii* (Pohlig) - H. D. Kahlke: Revision der Säugetierfaunen etc., 493 - 532.
1980 *Mammuthus trogontherii* Pohl. - D. I. David: Teriofauna pleistocena Moldavii, 1 - 186.
1986 *Archidiskodon trogontherii* (Pohlig, 1889) - I. V. Foronova: Elephants of the Genus Archidiskodon etc., 29 - 42, Pl. 2, Fig. 1.

Opis materiálu: Zachoval sa spodný tretí ľavý molár - M_3 sin. Pri pohľade na žuvaciu plochu vidno, že má oválny tvar, ľavý - laterálny (=bukálny) okraj je takmer priamy, pravý - mediálny (=linguálny) je vypuklý. Celá žuvacia plocha stoličky je mierne konkávna, pričom najhlbšie je položená IV., V. a VI. lamela. Všetky lamely sú abradované žuvaním, distálny talón a prvá lamela až na dentiplanum. Prvá lamela je na distálnej časti spojená s dentiplanom dentínovým mostíkom v strednej časti aj na linguálnom okraji. Počet lamiel je 13 a mediálne okraje VII. až X. lamely sú prehnuté dopredu. Túto tendenciu vidno aj na ostatných lamelách. Hrúbka cementu je rozličná, cement vypĺňa medzery medzi lamelami, ale z bokov ich pokrýva len v tenkej vrstve. Pri pohľade zhora a odpredu vidno obnažený email jednotlivých lamiel. Na odkrytej



Obr. 1a, b. *Mammuthus trogontherii* (Pohlig) M3 sin. pri pohľade A. na žuvaciu plochu, B. na linguálnu plochu. Foto L. Osvald.
Fig. 1a, b. *Mammuthus trogontherii* (Pohlig, 1885) M3 sin. inf., a, occlusal side, b, lingual side.

sklovine drobné ryhy a záhyby. Miestami je sklovina odkrytá až do hĺbky 6,4 mm, ale väčšinou do 2 - 3 mm. Cementový povlak na zube je popraskaný a na niektorých miestach aj odpadnutý. Proximálne lamely sú v spodnej časti prehnuté k distálnemu - prednému koncu zuba. Pri pohľade na laterálnu plochu zuba vidno, že emailové lamely smerujú nahor a dozadu v prednej časti. V mieste VII., VIII. a IX. lamely sú menej šikmé, X. a XI. lamela sú takmer kolmé na žuvaciu plochu a XIII. lamela je až mierne naklonená dopredu. Zub sa od žuvacej plochy zužuje mierne, asi v polovici výšky steny zuba náhle. Lamely až po toto zúženie pokrýva rozpukaný cement. V blízkosti koreňovej časti tvorí iba tenký povlak. Aj na linguálnej ploche sú lamely pod žuvacou plochou zbavené cementu. Aj táto stena sa asi v 2/3 vzdialenosti od žuvacej plochy náhle zužuje. V prednej časti je pod II. a III. lamelou náznak špičky voľného koreňa. V mieste, kde zubná korunka prechádza do užšej koreňovej časti, sú tri šikmé záhyby. Na tejto koreňovej časti vidno aj jemné horizontálne ryhy.



Obr. 2. Vzťah hrúbky skloviny k počtu zubných lamiel na 10 cm dĺžku zuba M3 pri rôznych slonovitých (podľa Agadžanjana a Motuzka, 1972). Úsečka označuje hrúbku skloviny nášho nálezu. 1 - *Archidiskodon meridionalis*, 2 - *Archidiskodon wüsti*, 3 - *Mammuthus trogontherii*, 4 - *Mammuthus primigenius* skorý typ, 5 - *Mammuthus primigenius* neskorý typ.

Fig. 2. The relation from the thickness of enamel to the number of teeth lamels to the 10 cm long of the M3 at the various species of Proboscidea (after Agadjanian and Motuzko, 1972). The abscissa indicate the thickness of enamel of our find. 1 - *Archidiskodon meridionalis*, 2 - *Archidiskodon wüsti*, 3 - *Mammuthus trogontherii*, 4 - *Mammuthus primigenius* early type, 5 - *Mammuthus primigenius* late type.

Hrúbka skloviny na rozličných častiach žuvacej plochy sa pohybuje od 2,0 - 2,8 mm, ale najčastejšia je 2,2 mm (pozri obr. 2).

Rozmery a indexy: dĺžka zuba = 206,7 mm; šírka zuba = 79,6 mm (na VII. lamele); výška zuba = 145,0 mm (na XIII. lamele).

DLQ = 15,1
DŠQ = 2,47
DLI = 6,59

Zubný vzorec: $\frac{1-2}{\infty}$ 13 x

Zub priraďujem druhu *M. trogontherii* na základe hrúbky skloviny, relatívne nízkeho počtu lamiel a nízkeho DLI. Je uložený v Žitnoostrovskom múzeu v Dunajskej Strede.

Poznámky a vzťahy

Mammuthus trogontherii sa vyvinul ešte pred začiatkom najväčšieho pleistocénneho zaľadnenia (mindelu) z druhu *Archidiskodon meridionalis*. Podľa Kahlkeho (1973) tieto najstaršie slony studených stepí tvoria prechod k mamutom druhu *Mammuthus primigenius* (Blumenbach), ktoré sú veľmi dobre známe z posledného glaciálu (würmu), ale objavujú sa už v sedimentoch riského glaciálu. Z nášho územia prechodnú formu od *M. trogontherii* k *M. primigenius* opisuje Ďurišová (1984) zo štrkovne v Malých Levároch. Musil (1960) odtiaľ opísal pravdepodobne prechodnú formu od *Archidiskodon meridionalis* k *Mammuthus trogontherii* a *Palaeoloxodon antiquus*. Podobné prechodné formy od *Mammuthus trogontherii* k *M. primigenius* opísal aj Guenther (1975) z Ehringsdorfu pri Weimare. Okrem nich sa tu vyskytovali aj zuby *P. antiquus* a *M. primigenius*. Nálezy z Ehringsdorfu potvrdzujú, že lesné slony aj mamuty mohli, azda pod vplyvom nepriaznivých podmienok, vytvárať malé formy. Keller (1939) rozlišoval *M. trogontherii* od *M. primigenius* hlavne podľa dĺžkového lamelového kvocientu. Pri *M. trogontherii* je o niečo menší počet zubných lamiel ako pri *M. primigenius*. Guenther (1953) študoval zuby mamutov z Lebensteddtu a uvádza, že keby sa pridržal iba tohto kvocientu, hranica medzi *M. trogontherii* a *M. primigenius* by prechádzala medzi dvoma zubmi jediného chrupu. Táto hodnota totiž závisí aj od stupňa zožuvania zuba. Keď je zub silne abradovaný, tak sa najmä pri spodných zuboch zvýrazňuje trogonteroidný charakter. Aj pri rovnakých zuboch môže mať dĺžka zuba väčšie výkyvy ako počet lamiel. Mimoriadne malé, ale aj abnormálne veľké M_3 sa vyskytujú nielen pri *M. primigenius*, ale aj pri *M. trogontherii* a *P. antiquus*. Všetky tieto odchýlky od priemeru sú v medziach variability jedného druhu. Do istej miery sa dajú vysvetliť pohlavným dimorfizmom, ale aj minimálnym a optimálnym prísunom potravy. Guenther (1953) uvádza, že zuby s najsilnejšími trogonteroidnými znakmi boli vo vyšších polohách, kým zuby *M. primigenius* sa našli v najnižších vrstvách. Vysvetľuje to druhotným premiestnením. Pri určovaní zubov slonovitých sa popri počte lamiel a ich hustote za významný znak pokladá aj hrúbka skloviny (Dubrovo, 1960). Počas fylogenetického vývoja chobotnatcov sa prejavuje tendencia k jej stenčovaniu. Spolu so stenčovaním skloviny rastie aj výška zuba (sklon k hypsodoncii), čo súvisí s klimatickými zmenami počas kvartéru, so zmenou vegetácie a s prechodom od šťavnatej lesnej vegetácie k tvrdšej, stepnej trávnatej vegetácii (pozri tab. 1). Veľmi podrobne sa stavbou zubov a znakmi na nich pri druhu *M. primigenius* zaoberal Musil (1968), ktorý spracoval rozsiahly materiál z Předmostí.

Mammuthus trogontherii je známy z celej oblasti Eurázie. Vekua (1960) ho uvádza ako *M. aff. trogontherii* z jazerných sedimentov lokality Achalkalaki v Gruzínsku. David (1980) ho pokladá za vedúcu formu spodného pleistocénu Eurázie. Jeho zvyšky sa našli na Ukrajine, v Predkaukazsku, na južnom Urale, v Kazachstane a na Sibíri. David (ibid.) uvádza, že o jeho zaradení do systému sú ešte pochybnosti. Niektorí autori, najmä z bývalého ZSSR, ho zaraďujú do rodu *Archidiskodon* a označujú ho ako *A. wüsti*, iní do rodu *Mammuthus* a druhu *M. trogontherii* (Pohl.). Niektorí vyčleňujú poddruhy, napr. *A. trogontherii wüsti*, charakteristický pre spodný

pleistocén Európy a Ázie, a mamuta zo Süssenbornu zaraďujú do nominátneho poddruhu *M. t. trogontherii*, ktorý je typický pre západnú Európu. Foronova (1986) uvádza nález tohto druhu pod názvom *Archidiskodon trogontherii* (Pohlig, 1889) z kuzneckej panvy v JV časti západnej Sibíri.

Guérin (1982) na základe štúdia nosorožcov a sprievodnej fauny cicavcov urobil biozonáciu vrchného miocénu a pliocénu západnej Európy. Podľa jeho delenia sa *M. trogontherii* objavuje v zóne 22, ktorá zodpovedá mindelu (odhad veku je 0,5 - 0,35 milióna rokov). Posledné výskyty tohto druhu sú z interglaciálu M/R.

Záver

Na základe nálezu jedného zuba druhu *Mammuthus trogontherii* (Pohl.) nemožno urobiť jednoznačné závery. Je zrejmé, že v dunajských náplavoch je relatívne málo fosílií, ale zo zachovania zuba sa dá usudzovať, že bol premiestnený len na krátku vzdialenosť. Z toho možno dedukovať, že v blízkosti nálezu sú vrstvy mindelského veku. V budúcnosti by geológovia zaoberajúci sa kvartérom mali venovať týmto sedimentom zvýšenú pozornosť.

Literatúra

Agadžanjan, A. K. & Motuzko, A. N. 1972: Teriofauna plejstocena. *Izd. moskov. universit., 286.*

Buday, T., Cambel, B. & Maheľ, M. 1962: Vysvetlivky ku geologickej mape ČSSR 1:200 000. Wien - Bratislava. *Manuskript - Geofond Bratislava, 249.*

David, A. J. 1980: Teriofauna pleistocena Moldavii. *Akad. nauk Moldavskoj SSR, Kišinev, 1 - 186.*

Dubrovo, I. A. 1960: Drevnie slony SSSR. Trudy paleontol. instituta. *Izdat. Akad. Nauk SSSR. (Moskva), LXXXV, 1, 78.*

Ďurišová, A. 1984: Nálezy slonovitých chobotnáčov mladopleistocénnej terasy Moravy pri Malých Levároch. *Acta Rer. natur. Mus. nat. slov., 7 - 25.*

Foronova, I. V. 1986: Elephants of the Genus Archidiskodon from the Late Pleistocene of the Kuznetsk Basin (southeastern West Siberia. *Quartärpaläontologie, Berlin, 6, 29 - 42.*

Guenther, E. W. 1953: Die bei der Grabung in Salzgitter Lebenstedt geborgenen Backenzähne von Elephanten. *Eiszeitalter u. Gegenw., 3, Öhringen/Wurtt, 189 - 191.*

Guenther, E. W. 1975: Die Bäckenzähne der Elephanten von Ehringsdorf bei Weimar. *Abh. Zent. geol. Inst. (Berlin), 23, 399 - 452.*

Guerin, C. 1982: Premiere biozonation du pleistocéne Européen principal résultat biostratigraphique de l étude des Rhinocerotidae (Mammalia, Perissodactyla) du miocéne terminal au pleistocéne superieure d Europe occidentale. *Geobios (Lyon), 15, 4, 593 - 598.*

Kahlke, H. D. 1961: Revision der Säugetierfaunender klassischen deutschen Pleistozän-Fundstellen von Süssenborn, Mosbach und Taubach. *Geologie, Zeitschrift für das Gesamtgebiet der Geologie und Mineralogie sowie der angewandten Geophysik (Berlin), 4, 5, 493 - 532.*

Kahlke, H. D. 1973: Objevy ve čtyřech světadílech. *Orbis, Praha, 7 - 175.*

Keller, G. 1939: Untersuchung uber Artzugehörigkeit und Altersaufbau an einer Elephas Molaren - Fauna aus dem Emschertal. *Paläont. Z. (Stuttgart), 21.*

Musil, R. 1960: Štěrková terasa Moravy u Malých Levár. *Ac. Rer. Nat. Mus. Slov., VI, 11 - 32.*

Musil, R. 1968: Mammutmolaren von Předmostí (ČSSR). *Paläontol. Abh. A., 3, 1, 1 - 192.*

Soergel, W. 1913: Elephas trogontherii Pohl. und Elephas antiquus Falc., ihre Bedeutung für die Gliederung des deutschen Diluviums. *Palaentographica, Beitraege zur Naturgeschichte der Vorzeit. (Stuttgart), 114.*

Vaškovský, I. 1975: Niektoré problémy a perspektívy štúdia kvartéru na Slovensku. *Geol. Práce, Spr., 64, 209 - 218.*

Vekua, A. K. 1961: Achalkalakskaja nižneplejstocenovaja fauna mlekopitajuščich. *[Autoreferát dizertačnej práce.] Tbilisi, 3 - 16.*

Mineralia slovaca, 25 (1993), 71 - 72

Archidiskodon meridionalis (Nesti, 1825) (Proboscidea, Mammalia) od Šale

PETER HOLEC

Katedra geológie a paleontológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 21. 8. 1992, revidovaná verzia doručená 7. 9. 1992)

***Archidiskodon meridionalis* (Nesti, 1825) (Proboscidea, Mammalia) near Šaľa (Western Slovakia).**

Permanent molar M1, 2 ? sin. inf. of the *Archidiskodon meridionalis* (Nesti, 1825) in gravels of the Váh river is described in this paper. This species lived in the Central Europe during the Oldest Pleistocene - Middle Villafranchian to begining Mindel Glacial.

Úvod

Študent geológie Miroslav Kudlaňa nám priniesol zub najstaršieho zástupcu slonovitých v Európe - archidiskodonta, ktorý sa našiel v náplavoch Váhu neďaleko mesta Šaľa. Zuby týchto chobotnatcov sú na Slovensku pomerne vzácne. *Archidiskodon meridionalis* je predchodca mamutov aj lesných slonov a žil v bazálnom kvartéri do mindelsko-riského interglaciálu. Jeho predchodca *Archidiskodon planifrons* bol rozšírený v južnej Afrike a v severnej Indii, ale do Európy pravdepodobne nikdy neprenikol (Kahlke, 1973).

Geologické pomery

Širšie okolie Šale tvoria holocénne náplavy rieky Váh, ktorý v poslednej časti svojho dolného toku preteká pozdĺž východného okraja pleistocénnej priehlbne a pri Šali vstupuje do vrchnopliocénnej oblasti (Schmidt, 1962). Holocénne náplavy - hlina, hlinitý piesok, piesok a štrkopiesok - dosahujú v priemere mocnosť 10 - 15 m. V ich podloží je vrchnopliocénny íl, ílovitý piesok a piesok so striedavými polohami pieskovca. V blízkom okolí sa zrejme vyskytujú aj sedimenty najstaršieho kvartéru. Svedčí o tom aj nález zuba archidiskodonta.

Paleontologická časť

Čeľaď: *Elephantidae* Gray, 1821
Podčeľaď: *Mammutkinae* Simpson, 1945
Rod: *Archidiskodon* Pohlig, 1885
Druh: *Archidiskodon meridionalis* (Nesti, 1825).
Obr. 1a, b.

1970 *Archidiskodon planifrons* (Falconer a Cautley, 1846) - Z. Schmidt a R. Halouzka: Nová fauna vertebrát villafranchienu etc., 173 - 183, tab. 18, obr. 2.

1973 *Mammuthus meridionalis* Nesti - E. Aguirre, R. Lhenaff, C. Zazo: Nuevos fosilles de elefantes en Andalucia, 295 - 306, Fig. 1, 4.

1986 *Archidiskodon meridionalis* (Nesti) - E. W. Guenther: Funde von Archidiskodon meridionalis etc., 53 - 65, Taf. I. Fig. 1 - 4. Taf. III, Fig. 1 - 4.

1986 *Archidiskodon cf. meridionalis* (Nesti, 1885) - I. V. Foronova: Elephants of the genus Archidiskodon etc., 29 - 42, Pl. I, Fig. 1, 2, Pl. II, Fig. 2.

Opis materiálu: M1,2 ? sin. inf. je silne abradovaný žuvaním. Predná - distálna časť zuba je abradovaná až na dentiplanum. Nápadné sú široké zubné lamely a hrubá sklovina. Lamely sú vzájomne spojené dentínovými mostíkmi. Cement je vyvinutý veľmi dobre. Pozoruhodné je, že sa zachoval celý koreň zuba. Jeho distálna časť sa stáča smerom dozadu, čo je výsledok posunu zuba odzadu dopredu v čeľusti. Koreňová časť sa pri stoličkách chobotnancov zachováva len zriedka. Mohlo by to svedčiť o pomerne krátkom transporte, ale je možné, že zub istý čas chránila čeľusť a po jej rozpadnutí sa transport spomalil alebo zastavil, a tak sa koreňová časť zachovala.

Rozmery a indexy: dĺžka zuba = 106,0 mm; šírka zuba = 85,5 mm (najširšia na III. lamele); výška zub. korunky = 55 mm (meraná na ling. strane III. lamely).

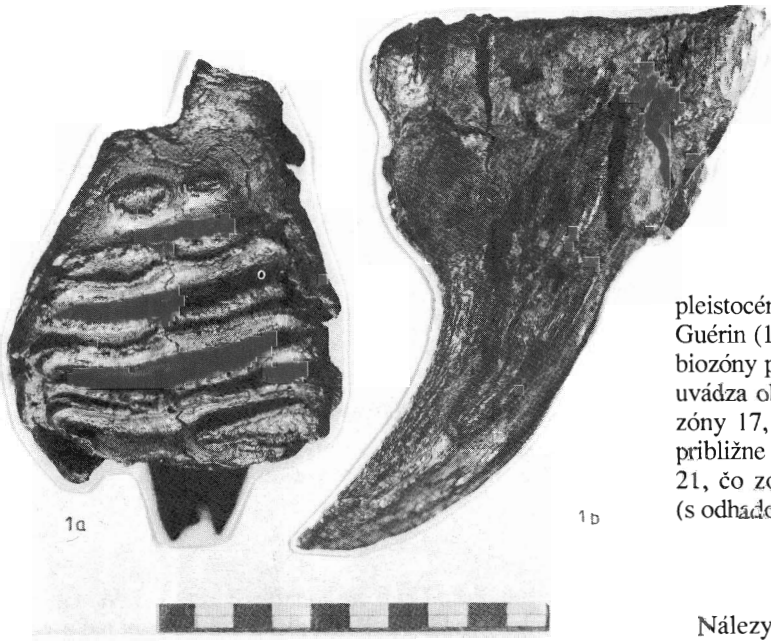
DLQ = 30,2
DŠQ = 1,23
DLI = 3,3

Zubný vzorec: ∞ x 3 1/2 x. Hrúbka skloviny meraná na rozličných častiach zuba je min. 2,8 mm, max. 3,4 mm, priemerne 3,2 mm.

Zub je uložený v zbierkach katedry geológie a paleontológie PF UK Bratislava.

Poznámky a vzťahy

Zvyšky prvých pravých slonov pochádzajú z pliocénneho válskeho štrku v južnej Afrike a našli sa aj v severnej Indii. Prvé formy boli označené ako *Archidiskodon planifrons* a predpokladá sa, že až do Európy nikdy neprenikli. V uvedených oblastiach žili ešte spolu s mastodontmi. Podľa Kahlkeho (1973) pri prenikaní na Z a S sa druh



Obr. 1a, b. *Archidiskodon meridionalis* (Nesti, 1825) M1, 2 ? sin. inf. pri pohľade a - na žuvaciu plochu, b -. na linguálnu plochu.

Fig. 1a, b. *Archidiskodon meridionalis* (Nesti, 1825) M1, 2 ? sin. inf. a - occlusal side, b - lingual side.

A. planifrons preformoval na *A. meridionalis*, ktorý žil v strednom a vrchnom vilafranku a ktorého zvyšky sa nachádzajú až do začiatku mindelského glaciálu. Z *A. meridionalis* vznikli dva druhy - *Palaeoloxodon antiquus*, prispôsobený teplejším a vlhkejším lesným podmienkam, a *Mammuthus trogontherii*, ktorý sa prispôsobil studeným stepným podmienkam, aké vládli počas glaciálov. Z neho sa začiatkom risu vyvinul *Mammuthus primigeniu* známy srstnatý mamut.

Guenther (1986) opisuje zvyšky *A. meridionalis* z tegelénskych interglaciálnych vrstiev najstaršieho pleistocénu z okolia Tegelenu v Holandsku, kde sa tento druh vyskytol spolu s bobrom rodu *Trogontherium*. Schmidt a Halouzka (1970) pravdepodobne omylom opisujú zo Strekova na južnom Slovensku druh *A. planifrons* z najstaršieho pleistocénu, ktorý pokladám za *A. meridionalis*. Aj na tejto lokalite sa zistil bobor rodu *Trogontherium* (nepublikované), ale aj ďalšia pliocénno-pleistocénna fauna. Schmidt (1977) sa zaoberal aj geografickým rozšírením archidiskodontov na Slovensku a dospel k záveru, že ich rozšírenie sa kryje s rozšírením mastodontov. Uvádza aj Musilov nález zuba z terasy rieky Moravy od Malých Levár, o ktorom sa Musil (1960) vyjadril, že patrí jedincovi z prechodu vývoja *A. meridionalis* k *M. trogonth* a *P. antiquus*. Ďalší nález z nášho územia pochádza z pramenných vápencov od Dudiniec na styku Krupinskej planiny a Ipeľskej kotliny. Zdá sa, že ide (podľa Halouzku) o prechodnú fázu končiaceho sa teplejšieho a nastupujúceho chladnejšieho obdobia kromérskeho interglaciálu, možno záver kromérskeho interglaciálu. Najstarší nález z územia Slovenska je však zo Strekova. Schmidt (1977) bez udania nálezovej vrstvy zaznamenáva nálezy sloních molárov z obdobia vývoja *A. meridionalis* k *M. trogontherii* a *P. antiquus* z okolia Komárna v Podunajskej rovine, Rožňavy a Humenného. Predpokladá, že staršia forma archidiskodonta sa vyskytovala v celom rozsahu vilafranku vrátane chladných oscilácií. Aquirre et al. (1973) opisujú nový nález *Archidiskodon meridionalis* z pliocénno-pleistocénnych sedimentov z oblasti Cádizu v Španielsku. Guérin (1982), ktorý na základe štúdia nosorožcov stanovil biozóny pre vrchný miocén až kvartér pre západnú Európu, uvádza objavenie sa druhu *Archidiskodon meridionalis* do zóny 17, ktorá zodpovedá strednému vilafranku (vek je približne 2,5 - 1,9 mil. rokov) a zánik tohto druhu do zóny 21, čo zodpovedá kroméru, interglaciálu günz - mindel (s odhadom veku na 0,6 - 0,5 mil. rokov).

Záver

Nálezy zvyškov druhu *Archidiskodon meridionalis* sú v Európe vzácne. Rovnako ako iné zvyšky veľkých cicavcov má aj opísaný nález veľký biostratigrafický význam, aj keď ide o nález v riečnych sedimentoch, takže sa nedá dostatočne v tomto smere využiť, lebo napriek výbornému zachovaniu dokonca aj koreňa zuba je zrejmé, že ide o heterochrónnu alochtónu. Z tejto lokality boli opísané rozmanité zvyšky cicavcov (Holec, 1985), ale tento zvyšok patrí medzi vekovo najstaršie.

Literatúra

Agadžanjan, A. K. & Motuzko, A. N. 1972: Teriofauna plejstocena. *Izd. moskov. universit., 286.*

Aquirre, E., Lhenaff, R. & Zazo, C. 1973: Nuevos fósiles de elefantes en Andalucia. *Estud. Geol. (Madrid), XXIX, 295 - 306.*

Foronova, I. V. 1986: Elephants of the genus Archidiskodon from the Late Pliocene and Pleistocene of the Kuznetsk (southeastern West Siberia). *Quartärpaläontologie (Berlin), 6, 26 - 42.*

Guenther, E. W. 1986: Funde von Archidiskodon meridionalis und von Trogontherium cuvieri aus den interglazialen Tegelen Schichten. *Quartärpaläontologie (Berlin), 6, 53 - 65.*

Guerin, C. 1982: Premiere biozonation du pleistocéne Européen principal résultat biostratigraphique de l' étude des Rhinocerotidae (Mammalia, Perissodactyla) du miocéne terminal au pleistocéne superieure d' Europe occidentale. *Geobios (Lyon), 15, 4, 593 - 598.*

Holec, P. 1985: Vertebratenfauna des Quartärs in der Slowakei. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 39, 115 - 128.*

Kukúke, H. D. 1973: Objevy ve čtyřech světadílech. *Orbis, Praha, 7 - 175.*

Musil, R. 1960: Štěrková terasa Moravy u Malých Levár. *Ac. Rer. Nat. Mus. Slov. VI, 11 - 32.*

Schmidt, Z. 1962: Nález pleistocénneho nosorožca (Coelodonta antiquitatis Blumenbach) v riečišti Váhu v Šali. Sbor. prác z ochrany prírody v Západoslov. kraji, Bratislava, 113 - 117.

Schmidt, Z. & Halouzka, R. 1970: Nová fauna vertebrát villafranchienu zo Strekova na Hronskej pahorkatine (Podunajská nížina). *Geol. Práce, Spr., 51, 173 - 183.*

Schmidt, Z. 1977: Geographical extension of Archidiscodonts in Slovakia. Západ. Karpaty, *Sér. Paleont., 3 - 1, 233 - 240.*

Mineralia slovaca, 25 (1993), 73 - 74

INFORMÁCIA

Launayit - 22 Pbs . 13 Sb_2S_3 - nový minerál na ložisku Sb-rud Dúbrava v Nízkych Tatrách

BŘETISLAV ADAMUS[1], JAROSLAV JIRÁNEK[2], LUDOVÍT OLŠOVSKÝ[3]

[1]Katedra ložiskové a průzkumné geologie, HGF, VŠB Ostrava
[2]Katedra geologie, mineralogie a geochemie, HGF, VŠB Ostrava
[3]Rudné baně, závod Dúbrava, Banská Bystrica

(Doručené 14.8.1992, revidovaná verzia doručená 5.10.1992)

Launayite - 22 PbS . 13Sb_2O_3 - a new mineral in the Dúbrava deposit

In the Dúbrava deposit, Lubeľská field, the Strieborná vein (Silver vein) was reached at exploration work that appeared to be promising an occurrence of antimonite. Its deposit filling began to change after 50 m - it has shown an increased content of lead not being asked at that time. For this reason, further exploration has been finished. Control sampling, however, was carried out. Some of the samples have reminded of so-called "field-like ores" having been earlier described and estimated as minerals of a zinckenite-robinsonite-plagionite subgroup.

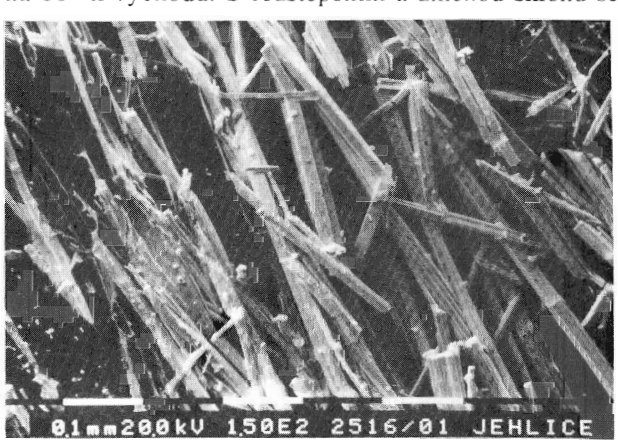
It has been found by way of analyses that the sample also contains a mineral estimated on the basis of the electron-microscope and X-ray structural analyses as launayite, a mineral having been neither described nor known in the Dúbrava deposit yet.

Sb ložisko Dúbrava v Nízkych Tatrách je jedním z nejvýznamnějších kumulací antimonitových rud nejen v oblasti Nízkých Tater, ale i na celém Slovensku. Ložisko je tvořeno systémem generelně severo-jižně orientovaných žil, jejichž uložení značně kolísá od velmi plochého až po strmé.

Z báňského hlediska je ložisko děleno na několik báňskoložiskových úseků. Na jednom z nich - úseku Lubeľská byly *štolou Ludovít* podfárány a sledovány žilné struktury těžené již v minulosti. Mezi nejnadějnější patřila žíla *Strieborná*. Po ní byla vyražena chodba o délce přibližně 50 m. Sledovaná žíla měla průměrnou mocnost 70 cm a sklon 20° k východu. Výplň byla tvořena hrubě krystalickým *antimonitem, křemenem a mylonitem.* V další otvírce se začala štěpit na několik menších žilek o průměrné mocnosti 2 - 15 cm a její sklon se zvětšil v průměru na 80° k východu. S rozštěpením a změnou sklonu se začala měnit i ložisková výplň. Vytratil se mylonit a začaly se hojně objevovat Pb - Sb sulfosoli a částečně pyrit. Pro nežádoucí obsahy olova v koncentrátu - v té době - bylo další ražení zastaveno. Při závěrečných kontrolních odběrech vzorků pro stanovení obsahu Pb bylo odebráno několik vzorků 5 - 10 m od měřického bodu číslo 42.

Výplň jedné z žilek připomínala svým vzhledem minerály jamesonit-boulangeritové skupiny, tzv. *plstnaté rudy*, které se na některých žilných strukturách nacházely již v minulosti a byly odtud popsány Chovanem (Chovan in Koděra, 1986). Ten zde určil a popsal minerály podskupiny zinckeit - robinsonit - plagionit, ale určil také další Pb-Bi-Sb sulfosoli.

Odebrané vzorky křemenné žíloviny v hlavní mase obsahují bělošedý žilný *křemen*, který je silně impregnován *pyritem*, vystupujícím většinou ve formě idiomorfních hexaedrů několik desetin milimetrů velikých a dále



Obr.1. Jehličky launayitu (zvětšení 150 x).
Fig. 1. Needles of launayite (magnification x150).



Obr.2. Jehličky launayitu s ankeritem I (zvětšení 300 x).
Fig. 2. Needles of launayite with ankerite I (magnification. x300).

TAB. 1
Výsledky analýzy vzorku elektronovou mikrosondou a porovnání s hodnotami teoretickými (Strunz, 1982, Mineralogishe Tabellen. Leipzig)

	EMS (v hm %)	Vzorec (v hm %)
Pb	48,81	47,07
Sb	31,20	32,70
S	19,73	20,20
As	0,27	

TAB. 2
Výsledky Rtg strukturní analýzy a porovnání s tabulkovými hodnotami (jsou uvedeny pouze nejcharakterističtější linie) (Selected powder diffraction data for Minerals J.C.P.D.S., Philadelphia, 1974)

d_{RTG}	I rel $_{RTG}$	d_{TAB}	I rel_{TAB}
4,13	16	4,17	80
4,02	46	4,17	20
3,98	41	3,97	30
3,73	11	3,76	30
3,61	17	3,63	20
3,44	100	3,45	100
3,39	52	3,40	60
3,36	26	3,34	20
3,28	36	3,31	10
3,00	27	3,01	20
2,94	48	2,92	80
2,76	13	2,78	20
2,73	10	2,75	50
2,00	10	2,01	70
1,71	10	1,73	30
1,70	10	1,70	20

Mineragrafickými metodami byla zjištěna optická anizotropie vzorku s odrazností:
R_{max} = 38,0 %, R_{min} = 33,2 % při vlnové délce světelného zdroje 546 nm.

jehličkovitými agregáty minerálů ze skupiny plstnatých rud. Směrem ke středu žilné struktury má křemen kavernózní charakter. Ploché dutinky jsou maximálně 1 cm dlouhé a obsahují hydrotermální mineralizaci.

Na mineralizaci se nejvýrazněji podílejí agregáty tence jehlicovitých krystalů šedé barvy, kovově lesklé. Tyto krystalky jsou maximálně několik mm dlouhé (2 - 3 mm) a přibližně 10 mikrometrů silné. Jedná se o jednoduché spojky vertikálních pinakoidů s ukloněnou plochou spodovou. Vertikální rýhování je většinou výsledkem oscilační kombinace různych krystalických jedinců. Krystalky tvoří jednak agregáty obvykle hypoparalelně srůstajících krystalů v dutinkách a jednak tvořících souvislé agregáty v žílovině.

Práškovou metodou RTG strukturní analýzy a elektronovou mikrosondou byl minerál určen jako Launayit, monoklinický minerál s chemickým vzorcem 22 PbS.13 Sb_2S_3. launayit je zřejmě po křemeni I (žilném) a po pyritu nejstarším minerálem. Je totiž obrůstán do 0,5 cm velikými krystaly záhnědy (křemen II) a dále bílými tabulkovitými krystalky barytu. Taktéž první generace ankeritu (ankerit I) obsahuje uvnitř maximálně 0,2 cm velkých klenců zarostlé jehličky. Nejmladším minerálem jsou velmi drobné (do 0,05 cm) klecové krystalky ankeritu (ankerit II).

Závěr

Na ložisku Sb rud Dúbrava v Nízkých Tatrách, úseku Lubeľská na žíle Striebomá byly odebrány kontrolní vzorky, v nichž byl elektronovou mikrosondou a RTG strukturní analýzou identifikován minerál launayit v paragenezi s krystaly záhnědy, barytu a dvěmi generacemi ankeritu. Minerální sukcese byla stanovena takto: křemen I, pyrit, launayit, křemen II, baryt, ankerit I, ankerit II.

Z toho je launayit nově identifikovaným minerálem na ložisku Sb-rud Dúbrava v Nízkých Tatrách.

Na základě tohoto příspěvku, ale i prací předchozích např. popisy některých minerálů, nalezených na ložisku - bournonit (Jakeš, 1963) - chalkostibit (Hak et al., 1964) - jamesonit (Matherny, 1956) - boulangerit (Trdlička a Novák, 1966) - PbBiSb sulfosoli (Chovan, 1979) - robinsonit (Chovan, 1979) a další (in Koděra et al. Topografická mineralógia Slovenska, 1986), by bylo vhodné doplnit názor Čillíka (1979), který na základě nálezů nových typů zrudnění a představ o superpozici rudních formací vyčlenil typy primárních rudních ložisek a indicií v Nízkých Tatrách. Zrudnění Ba, Pb, Sb, Cu, baryt - sulfidické rudy, kam jsou řazeny ložiska Jasenie - Soviansko a indicie Trangoška, Bacúch a Horná Lehota, doplnit i o indicie na ložisku Sb Dúbrava. V případě dalších výzkumu a nových poznatků by bylo možno hledat souvislosti severních a jižních svahů Nízkých Tater.

Literatura

Čillík, I., Michálek, J., Mudráková, M. & Petro, M. 1984: Nízké Tatry - prognózy rudních surovin, VP. *[Záverečná správa.] Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves.*

Chovan, M. 1979: Mineralógia antimonitového ložiska Dúbrava. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Koděra, M. 1986: Topografická mineralógia Slovenska. *Vyd. Veda, Bratislava.*

Strunz, H. 1982: Mineralogische Tabellen. *Leipzig, 8. Auf* 1974: Selected Powder Diffraction Data for Minerals. *J. C. P. D. S., Philadelphia.*

Mineralia slovaca, 25 (1993), 75 - 78

DISKUSIA

Geochemické vysvetlivky ku geologickým mapám; návrh metodiky vypracovania - diskusia

JOZEF GUBAČ a JOZEF GBELSKÝ
Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Príspevok D. Hovorku a Š. Méresa, ktorého sa naše poznámky dotýkajú, uverejnil časopis Mineralia slovaca, 24, 1992, s. 325 - 328. Jeho autori navrhujú upustiť od zostavovania geochemických máp. Problematiku, ktorú takéto mapy riešia, chcú hodnotiť prostredníctvom geochemických vysvetliviek pripojených ku geologickým mapám. Výsledky chemických analýz v týchto vysvetlivkách sa majú zoradiť do tabuliek, majú byť pri nich základné číselné štatistické charakteristiky jednotlivých litotypov, ako aj niektoré ďalšie geochemické a litologické charakteristiky. Priestorová interpretácia výsledkov by sa mala odvodzovať len z petrografických zobrazení na geologických mapách. Podľa predmetného návrhu treba upustiť od zostavovania geochemických máp, aké sú napríklad v geochemickom atlase Anglicka, Fínska, ale aj v mapách ďalších väčších či menších regiónov publikovaných v rozličných prácach.

V zmysle tejto koncepcie sa autori spomenutého príspevku dotýkajú projektu geochemickej mapy Nízkych Tatier (Geologický ústav D. Štúra Bratislava, Gazda et al., 1980), ako aj práce Gbelský et al. (1985), ktorá mala podať výsledky riešenia tejto úlohy a ďalších regionálnych geochemických projektov v GÚDŠ. Je pochopiteľné, že s koncepciou nahrádzania geochemických máp geochemickými vysvetlivkami pripojených ku geologickým mapám nemôžeme súhlasiť, a preto aspoň stručne uvedieme, ako chápeme geochemické mapy, v čom vidíme zmysel a ciele ich zostavovania.

Základným cieľom geochemických máp je poskytnúť obraz o priestorovom rozdelení chemických prvkov. Pokým má mať toto zobrazenie aj fyzikálny zmysel, teda ak má byť istou výpoveďou o petrogenéze, metalogenéze a látkovej povahe, ktorá vstupuje ako faktor do hydrogeochemického a celkového režimu zvetrávania, potom predmetná priestorová povaha rozdelenia musí zodpovedať aj štatistickým požiadavkám na povahu rozdelenia. Len pri splnení tejto požiadavky možno aplikovať trendovú, faktorovú i ďalšie štatisticko-priestorové metódy, ktoré približujú reálny pohľad na geochemické dianie toho-ktorého prírodného procesu. Úlohou geologickej mapy je napr. vyznačiť polohu amfibolitov v horninách metamorfovaného komplexu, ale úlohou geochemickej mapy je zaznamenať aj priestorový dosah bázického vulkanizmu v sprievodných sedimentoch, čo geologická a ani petrografická mapa nezobrazuje. Z posunu zmeny trendu obsahu nejakého prvku v dvoch susedných blokoch možno odvodiť tektonický zmysel posunu týchto dvoch blokov. Príkladov viacstranného využitia geochemických máp je veľa. Geochemické mapy poskytujú taký súhrn poznatkov viažucich sa na priestor, ktoré geologická mapa poskytnúť nemôže. Geochemické, ako aj geologické mapy majú na seba nadväzovať, ale nemôžu sa nahrádzať. Mnohé metalogenetické otázky by bez geochemických máp často zostávali iba v teoretickej rovine.

Riešenie problémov regionálnej geochémie pomocou geochemických máp má analytický a syntetický rozmer. Analytický logicky predchádza syntéze a realizuje sa predovšetkým konštrukciami monoprvkových geochemických máp. Tieto mapy podľa možnosti dopĺňa trendová analýza. Syntéza s cieľom zhodnotiť nejaký reálny problém sa najčastejšie dosahuje konštrukciou polyprvkových máp. Výsledky priestorovej faktorovej analýzy a konštrukcia pravdepodobnostných máp môžu zasa dopĺňať tieto mapy. Upustiť od zostavovania geochemických máp by značilo upustiť od využitia spomenutých štatistických metodík priestorovej analýzy a viedlo by to na vedľajšiu koľaj nielen geochemického, ale aj petrologického, metalogenetického, ako aj environmentologického výskumu.

Z rozporu, ktorý je výsledkom podcenenia otázok regionálnej geochémie a precenenia významu geologickej mapy, rezultuje aj kritický postoj k spomenutej manuskriptovej práci Gbelského et al. (1985) a projektov regionálnej geochémie. Je porušením tradície, ak sa nepublikovaná práca kritizuje v tlači. Priznávame, že citovaná práca nerieši všetky aktuálne problémy, ktoré sme tu spomenuli. Ale treba uznať, že počas piatich rokov (1980 - 1985), keď bolo treba odobrať vzorky, vykonať chemické aj mineralogické analýzy, zostaviť počítačové programy a geochemické mapy a napokon vypracovať správu za celú dumbiersku zónu Nízkych Tatier, sme nemohli dospieť k ucelenejším výstupom. Práca má nedostatky, ale nie tie, ktoré v kritickom príspevku uvádza D. Hovorka a Š. Méres. Upozorňujeme na to, že v súčasnosti je v tlači komplexnejší a lepšie vybavený súbor geochemických máp, ktorý hodnotí získané analytické údaje. Zároveň chceme povedať, že ani on zrejme nebude ideálnym a všestranným zhodnotením danej problematiky. Táto práca poskytne možnosť konkrétnejšie sa zamyslieť nad tým, čo treba doriešiť, akých chýb sa vyvarovať, aby sa riešením úloh regionálnej geochémie splnili tie požiadavky, ktoré zodpovedajú modernému a - zdôrazňujeme - užitočnému geologickému výskumu.

V článku, na ktorý reagujeme, je niekoľko kritických poznámok k práci Gbelského et al. (1985). Tento kritický postoj, ako som už uviedol, rezultuje z už spomenutého principiálneho rozporu. Tak napr. v bode e sa uvádza, že nevhodná metodika odberu vzoriek zbytočne finančne zaťažila projekt (priveľa analytických stanovení z petrograficky a geochemicky identických horninových typov). Mohlo by to snáď platiť v prípade, ak by získané výsledky mali len látkovo dokumentovať jednotlivé petrografické typy. Ale pri zostavovaní geochemickej mapy sa musí brať ohľad aj na priestorový aspekt, ináč by sa geochemická mapa zostaviť nemohla. Túto požiadavku sme pri geochemickej mape v mierke 1:50 000 splnili tak, že sa na 1 km^2 minimálne z jedného petrografického typu odobrala jedna vzorka. Keď tam bolo viac petrografických typov, odobralo sa aj viac vzoriek. V bode d sa zas tvrdí, že sa nevyužili analytické dáta na geochemické definovanie základných horninových typov študovaného územia. Zdá sa, že si autori neprezreli kritizovanú správu dôsledne, lebo v prílohách by boli isto našli štatistické zhodnotenie rozdelenia každého analyticky stanoveného prvku podľa petrografických typov.

Takto by sme mohli hovoriť aj o ďalších kritických poznámkach príspevku, ale nemali sme v úmysle poukazovať na chyby v chápaní a v interpretácii autorov a možno, že nielen ich, ale chceli sme zdôrazniť, že zostavovanie geochemických máp prekĺbuje regionálne geologické poznanie, poskytuje premostenie medzi

viacerými geologickými špecializáciami, zodpovedá súčasnej požiadavke racionálneho vedeckého výskumu, a teda je aktuálne.

Literatúra

Gazda, S., Gubač, J., Kantor, J. & Lexa, J. 1980: Geochemický výskum a izotopová geológia vybraných oblasti SSR (Projekt rezortnej úlohy na roky 1980 - 1985.) *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Gbelský, J., Gubač, J., Martinský, L., Žáková, E., Vrána, K., Suchý, Š., Miko, O., Hraško, L., Határ, J., Lešták, P., Danilová, J., Straka, P. & Gargulák, M. 1985: Litogeochemické mapy a profily Nízkych Tatier v mierke 1:50 000. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Hovorka, D. & Méres, Š. 1992: Geochemické vysvetlivky ku geologickým mapám; návrh metodiky vypracovania. *Mineralia slov., 24, 325 - 328.*

Geochemické vysvetlivky ku geologickým mapám; návrh metodiky vypracovania - odpoveď

DUŠAN HOVORKA a ŠTEFAN MÉRES
Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Po prečítaní poznámok J. Gubáča a J. Gbelského k nášmu príspevku publikovanému v rubrike Diskusia v časopise Mineralia slovaca, 24, 1992, s. 325 - 328, a konfrontácii týchto poznámok s našimi námetmi sme nadobudli nasledujúci dojem:

Autori poznámok nepochopili hlavný význam nášho príspevku, a to pravdepodobne preto, lebo nedôsledne čítali naše argumenty a návrhy. Dokazuje to fakt, že v našom článku niet jedinej zmienky o tom, že by sa malo všeobecne upustiť od vypracúvania geochemických máp na Slovensku. Význam takýchto máp je nepochybný. Svedčí o tom aj projekt, ktorý sa v súčasnosti realizuje na pracovisku autorov poznámok pod vedením RNDr. K. Vranu, CSc., Výskum geologických faktorov životného prostredia. Koncepcia, metodika a široké ciele tohto projektu sú, resp. budú isto významným prínosom slovenskej geológie do otázok životného prostredia, ktoré doteraz boli na periférii záujmu odbornej geologickej verejnosti (ale aj na periférii spoločenského záujmu). Vzhľadom na to, že sme mali takýto názor už pri písaní nášho príspevku Geochemické vysvetlivky ..., nepovažovali sme za potrebné toto zoširoka komentovať. Keďže sa v rámci tohto veľkého projektu realizuje aj subprojekt Geochemický atlas Slovenskej republiky - časť 3, horniny a v čase písania príspevku nám nebola známa jeho metodika, usilovali sme sa upozorniť na nasledujúce:

a) Vyjadrili sme námety iba k metodike postupu a realizácie prác v predmezozoických komplexoch Západných Karpát (t.j. časť 3, horniny projektu, Vrána, 1991). Z týchto horninových komplexov sme nepokladali a ani nepokladáme za vhodné zostrojovať monoprvkové mapy podľa metodiky projektu z rokov 1981 - 1985 (Gbelský et al., 1985).

b) Je všeobecne známe, že z veľkej časti sú z týchto komplexov publikované geologické mapy, ktoré sú výsledkom náročnej práce mnohých slovenských geológov. Väčšinu máp pripravil Geologický ústav D. Štúra. V príspevku sme uviedli námety, ktorých realizácia môže podľa nášho názoru zvýšiť záujem o geologické mapy zo strany odborníkov, ktorí ich doteraz nevyužívali (environmentalisti, úrady životného prostredia, školy rôzneho zamerania, turisti prichádzajúci s cieľom poznať prírodu a pod.). Sme presvedčení, že by sa tak výraznejšie zúročila práca geológov (a meno firmy), ktorí mapy zostavili.

c) Ďalším významným cieľom, ktorý sme v námetoch zdôraznili, bolo širšie využitie exaktných výsledkov. Máme na mysli najmä vedecké zhodnotenie získaných dát. Aby sa to mohlo dosiahnuť, je nevyhnutná najmä optimálna metodika a koordinácia v rámci niekoľkých projektov. Tak by bolo možno každej vzorke efektívne vystaviť „rodokmeň" na všestranné využitie.

Podľa našich posledných skúseností možno konštatovať takéto úsilie aj zo strany iných geológov, ba sa už aj realizuje (napr. koordinácia prác na projekte, ktorý viedol M. Rakús (1991), K. Vrana (1991) a pracovníci PRIF UK a SAV).

d) Nemôžeme nespomenúť ani strategický záujem slovenskej geológie, ktorý sme pri písaní nášho príspevku mali na zreteli. Je známe, že sa geológia medzi negeologickou verejnosťou zužuje všeobecne na „zlato", resp. ložiská surovín. V období, keď sú v minulosti preferované smery rozvoja geológie v útlmovom programe, je nevyhnutné presunúť pozornosť verejnosti na tie aktivity, ktoré sú stredobodom spoločenského záujmu. V súčasnosti je to najmä problematika životného prostredia, kde je pri štúdiu abiotickej zložky úloha geológie nezastupiteľná. Preto je nevyhnutné namiesto deklarovania nezastupiteľnosti geológie poskytnúť spoločnosti rýchle a praktické výstupy, o ktoré má záujem.

Tieto aspekty si po dôkladnom prečítaní nášho príspevku môže domyslieť každý, kto dnes žije nielen z geológie, ale aj s problémami geológie.

Na záver niekoľko konkrétnych poznámok k argumentácii autorov J. Gubača a J. Gbelského.

Na rozdiel od autorov si nemyslíme, že „aplikovanie trendovej, faktorovej a ďalších štatisticko-priestorových metód nám priblíži reálny pohľad na geochemické dianie toho-ktorého prírodného procesu". Myslíme si však, že východiskovým predpokladom na dosiahnutie takéhoto prehľadu je aplikácia metodiky, ktorú navrhujeme.

- Naša metodika zabezpečí prehľad o hodnotách distribúcie sledovaných chemických prvkov v základných typoch predmezozoických hornín a formách ich vystupovania.
- Geologická mapa poskytne údaje o priestorovom rozšírení hornín.
- Na výsledky môžu následne nadviazať špecialisti sledujúci spôsob migrácie, formy vystupovania prvkov, geochemické a biologické bariéry, prirodzenú, technogénnu kontamináciu a i.

Niekoľko poznámok ku „kritizovanej" správe Gbelského et al. (1985):

- Myslíme si, že u nás veľa rokov nebolo vo zvyku kritizovať nič, a to nielen nepublikované práce, ktoré predstavujú výstup či výsledok niekoľkomiliónového projektu.
- Pokiaľ nám je známe, správa nie je tajná a je prístupná odbornej verejnosti.
- To, že sme s ňou oboznámení, dostatočne potvrdzuje aj väčšina poznámok autorov tejto správy v odpovedi na náš príspevok, čo nekomentujeme.

Cieľom nášho príspevku nebola kritika realizácie projektu v minulosti, ale návrh na efektívne využitie zverejnených geologických máp regiónov vypracovaním geochemických vysvetliviek k jednotlivým mapám s výstupom pre geológiu a životné prostredie.

S potešením konštatujeme, že projekt Význam geologických faktorov životného prostredia (Vrana, 1991) a konkrétne subprojekt Geochemický atlas Slovenskej republiky - časť 3, horniny sa realizuje s vylúčením nesprávnych zámerov a postupov projektu z rokov 1980 - 1985.

Literatúra

Gbelský, J., Gubač, J., Martinský, L., Žáková, E., Vrana, K., Suchý, Š., Miko, O., Hraško, L., Határ, J., Lešták, P., Danillova, J., Straka, P. & Gargulák, M. 1985: Litogeochemické mapy a profily Nízkych Tatier v mierke 1:50 000. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Rakús, M. 1991: Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. (Vedeckotechnický projekt 702.) *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Vrana, K. 1991: Výskum geologických faktorov životného prostredia. (Vedeckotechnický projekt na roky 1991 - 1995.) *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Geochemické vysvetlivky ku geologickým mapám; návrh metodiky vypracovania - diskusia

JANA KUBOVÁ
Geologický ústav PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Pracujem v oblasti analýzy geologických materiálov vyše 20 rokov, priamo sa zúčastňujem aj na vypracúvaní metód na analýzu vzoriek životného prostredia a v pedagogickej práci spolu s kolegami z GÚ UK zoznamujeme študentov s najnovšími trendmi analýzy geologických materiálov. Na základe takto získaných poznatkov pokladám predstavu D. Hovorku a Š. Méresa (s. 326) o návrhu analytických metód pre súbor prvkov uvedených v tab. 1 na s. 327 z hľadiska možnosti ich využitia, výkonnosti, ako aj ekonomických parametrov za neopodstatnenú a z pohľadu nezainteresovaného čitateľa za zavádzajúcu.

K návrhu metódy XRF na stanovenie troch prvkov.

Táto metóda, vysoko produktívna a použiteľná pri rôznych typoch vzoriek, sa posledných 25 rokov úspešne využíva predovšetkým na stanovenie hlavných a vedľajších prvkov v geologických materiáloch, a to pre vysokú presnosť a správnosť získaných výsledkov (hlavne Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn, Fe atď.). Je to nedeštruktívna metóda, a tak sa vzorky na analýzu pripravujú za použitia automatizovaných zariadení. Z uvedených príčin je odporúčanie autorov článku, na ktorý reagujem, len na stanovovanie Ba, Ga a Sr úplne neodôvodnené a ekonomicky krajne nevýhodné.

O využívaní metód AES-ICP a AAS.

Sú to metódy vhodné najmä na analýzu roztokov, t.j. vody a pevných vzoriek po ich rozložení. Viaceré prvky, ktoré spomenutí autori uvádzajú, pri metóde AES-ICP, AAS aj pri XRF (okrem Hg) možno s približne rovnakou dôkazuschopnosťou a spoľahlivosťou stanoviť len metódou AES-ICP (touto mnohoprvkovou metódou sa stanovujú aj prvky vzácnych zemín, aj keď metóda INAA - pravda, cenovo náročnejšia, pomalšia a ťažšie dostupná - poskytuje výhodnejšie hranice dôkazu; v súčasnosti sa vo svete nahrádza hmotnostnou spektrometriou s ICP).

Pri odporúčanej metóde AAS treba v každom prípade pridať stanovenia takých prvkov, ako je Ca, Co, Cr, Cu, Fe, Mg, Ni, Sr, ktoré sa týmto spôsobom stanovujú bežne, a navyše v porovnaní s ostatnými uvedenými metódami pri najnižších prevádzkových nákladoch.

Z návrhu metód D. Hovorku a Š. Méresa skutočne ťažko vybrať rozhodujúce kritériá, podľa ktorých ho urobili, pričom vôbec neuvádzajú zdroje informácií (citácie), z ktorých by vyplynulo, odkiaľ a z akého časového obdobia podklady tab. 1 sú. Keďže zaradenie XRF a INAA svedčí o tom, že cena analýzy (resp. prístrojového vybavenia) nebola limitujúcim faktorom, potom do návrhu rozhodne patrí metóda hmotnostnej spektrometrie. Možno ňou stanoviť prakticky všetky požadované zložky s dôkazuschopnosťou oveľa výhodnejšou ako pri štyroch uvedených metódach.

Rovnako nemožno súhlasiť s poslednou vetou na s. 327, že je „nevyhnutné", aby sa sledované prvky analyzovali rovnakou metódou. Nevyhnutné je poznať možnosti a dosahované analytické parametre metód, aby sa vedelo, s akou správnosťou a presnosťou možno výsledok získať. Dôkaz o korektnosti výsledku sa dá dosiahnuť predovšetkým analýzou tej istej vzorky inými metódami. Nemožno vyhlasovať, že analytický údaj získaný jednou metódou bez nezávislého overenia je správny.

Podobne vážne výhrady mám voči štatistickému zhodnoteniu údajov (schéma 2, s. 328). Bolo by vhodné, aby autori túto problematiku prekonzultovali s odborníkmi na matematickú štatistiku (aj tu chýba bibliografický údaj).

Pokladám za potrebné zareagovať na údaje z článku D. Hovorku a Š. Méresa aj preto, že v jeho závere autori píšu, že „navrhovaná metodika berie do ohľadu efektívnosť využitia finančných prostriedkov komplexným zhodnotením získaných údajov" (bod c, s. 328). Keďže získavanie analytických údajov v súčasnosti odčerpáva značné finančné prostriedky určené na realizáciu istého projektu, ich efektívne využitie závisí aj od základných poznatkov o možnostiach využitia analytických metód a o analytických i ekonomických parametroch, ktoré sa nimi dosahujú.

Dúfam, že v budúcnosti takéto informácie neujdú pozornosti recenzentov a nebudú zbytočne dezorientovať odborníkov, ktorí pri vedeckej práci potrebujú efektívne získané a zároveň spoľahlivé experimentálne údaje.

Geochemické vysvetlivky ku geologickým mapám; návrh metodiky vypracovania - odpoveď

DUŠAN HOVORKA a ŠTEFAN MÉRES
Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

V odpovedi na diskusiu J. Kubovej upozorňujeme, že hlavné ciele, ktoré sme sledovali, sú v originálnej práci a zdôraznili sme ich v našej odpovedi kolegovi Gubačovi a Gbelskému, a preto ich neopakujeme. Je z nich zrejmé, že sme si nevytýčili cieľ podrobne komentovať zložitú problematiku analytického stanovovania geologických materiálov. Dôvod je jednoduchý. Ad hoc sme sa postavili do pozície zákazníka voči servisnému pracovisku, ktoré vykonáva analytické práce (na Slovensku je takýchto servisných pracovísk s veľmi dobrým prístrojovým vybavením niekoľko). Z toho vychodí nasledujúce:

a) Naším cieľom nie je, nebolo a ani nebude overovať spoľahlivosť, resp. výhody jednotlivých analytických metód. Predpokladáme, že je komerčný záujem servisného pracoviska získať renomé v širokom okruhu zákazníkov a podľa konkrétnej

požiadavky na práce odporučiť zákazníkovi jednu z nich (nie tri na jeden prvok).

b) Naším záujmom je - a v práci to aj prezentujeme - získať reprezentatívne analytické údaje za dostupnú cenu od spoľahlivého partnera (servisného pracoviska). V ostrom kontraste s týmto naším cieľom je odporúčanie autorky pripomienok, aby sme si v záujme spoľahlivosti dali stanoviť viaceré prvky tromi metódami (a zrejme za tri stanovenia aj zaplatili).

c) Úvaha autorky pripomienok o tom, že naše zaradenie XRF a INAA medzi odporúčané metódy stanovovania niektorých vybraných prvkov svedčí o tom, že cena analýzy (resp. prístrojového vybavenia) nebola limitujúcim faktorom a z toho vyplývajúce jej závery (návrhy) sú v tomto kontexte nesprávne. Uisťujeme ju, že sme ani len neuvažovali o tom, aby sa na realizáciu návrhu našej metodiky prístrojovo vybavovalo nové laboratórium od A do Z. Tým pokladáme aj úvahy autorky pripomienok k neefektívnemu využitiu XRF na stanovovanie troch prvkov za nepochopenie nášho prístupu. Servisné pracovisko predsa môže prístroj v prípade iných zákazníkov využívať na stanovovanie všetkých prvkov, ktoré tá-ktorá metodika umožňuje.

V našom návrhu sme si dovolili (a zrejme sme podľa reakcie RNDr. Kubovej, CSc., ťažko zhrešili), ako to aj na s. 327 uvádzame, odporučiť analytické metódy stanovovania vybraného súboru prvkov, ktoré sme uviedli v tab. 1 (Hovorka a Méres, 1992). Pri návrhu analytických metód sme prihliadli na to, aby boli analytické údaje z hornín porovnateľné s analytickými údajmi z iných objektov geochemického mapovania (sedimenty, pôda atď. v zmysle Vranu, 1991 a 1992), čo nepostrehol iba ten, kto si prečítal našu prácu (s. 327) povrchne. Preto sme sa usilovali dať do súladu analytické metódy aplikované v realizovanom projekte (Vrana, 1991) pri prvkoch, s ktorých stanovovaním sa počíta aj v našom návrhu metodiky. To pokladáme aj za odpoveď na to, odkiaľ a z akého časového obdobia boli podklady pre tab. 1. Keďže sme uviedli iba všeobecný výpočet analytických metód (a štatistických parametrov), nepovažovali sme za potrebné citovať zdroj informácií (mali sme azda citovať objaviteľa každej metódy, všetkých, čo ich zdokonalili, resp. ich využívajú?).

Dovoľujeme si autorku pripomienok uistiť, že základné poznatky o možnostiach využitia analytických metód a o nimi dosahovaných analytických a ekonomických parametroch ovládame. Azda máme aj isté praktické skúsenosti (dobré aj zlé) so servisnými pracoviskami a spoľahlivosťou ich výsledkov. Aby sme to dokumentovali konkrétne, dovoľujeme si oponovať špecialistke na vypracúvanie metód potrebných na analýzu „vzoriek životného prostredia" v nasledujúcom:

a) Dôkaz o správnosti výsledku alebo jeho hodnote približujúcej sa realite možno dosiahnuť nielen analýzou tej-istej vzorky niekoľkými metódami, ale aj analýzou jednej, resp. súboru vzoriek tou istou metódou na viacerých pracoviskách. Spoľahlivosť sa dá kontrolovať bez vedomia personálu servisného pracoviska štandardom (sú k dispozícii rozličné medzinárodné štandardy). Pri takomto postupe sa získava prehľad aj o spoľahlivosti a profesionálnej zodpovednosti pracovníkov a manažmentu servisného pracoviska. Podľa našich skúseností je to u nás jeden zo základných predpokladov získania spoľahlivých analytických výsledkov. Uisťujeme autorku pripomienok, že využívame aj takýto postup a že naše niekoľkonásobné zlé skúsenosti s niektorými pracoviskami nás viedli k tomu, že nemáme voči ich práci a výsledkom dôveru (môžeme to v prípade záujmu dokumentovať originálmi protokolov z troch rozličných laboratórií).

b) Odporúčanie metódy AES-ICP (bez hmotnostnej spektrometrie) na stanovovanie lantanoidov, z ktorých výsledkov sa následne odvodzujú vážne geologické závery, považujeme za agitačné, ale na praktické použitie v geológii nevhodné. Máme k dispozícii takto stanovených 25 vzoriek na pracovisku autorky pripomienok (jej meno je aj v protokole medzi analytikmi). Garantujeme odbornej verejnosti, že všetky tieto analýzy sú nepoužiteľné, pretože pri geochemicky najvýznamnejších lantanoidoch sú pri tých istých vzorkách stanovených touto metódou a metódou INAA neprípustné rozdiely.

Na záver si dovoľujeme považovať o tom, prečo nám autorka pripomienok vyčíta neuvádzanie literárnych prameňov napriek tomu, že sme sa tak podrobne nevenovali možnostiam odporúčaných metód ako ona vo svojich pripomienkach, pričom sama zdroj informácií neuvádza (alebo sú všetky metodiky, ktoré komentuje, jej originálne zistenia?).

V geologických odborných časopisoch sa spravidla bez konkrétnej a faktograficky podloženej argumentácie nepoužívajú výrazy, ako je zavádzajúci, neodôvodnený, nevýhodný a pod. Autorka pripomienok spochybňuje opodstatnenosť analytických metód, ktoré odporúčame, napriek tomu, že podľa nášho návrhu možno stanoviť každý prvok uvedený v tab. 1, a to s dostatočnou citlivosťou na následné geologické využitie. Na druhej strane s „dobrým úmyslom šetriť finančné prostriedky zákazníka" odporúča stanovovať niektoré prvky tromi metódami, odporúča stanovovať lantanoidy metódou, ktorej citlivosť na získanie geologicky interpretovateľných údajov je slabá a pod. Nech čitateľ posúdi, kto koho zavádza alebo dezorientuje.

Literatúra

Vrana, K. 1991: Výskum geologických faktorov životného prostredia. (Vedeckotechnický projekt na roky 1991 - 1995). *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Vrana, K. 1992: Výskum geologických faktorov životného prostredia, perspektívny program slovenskej geológie. *Mineralia slov., 24, 441 - 451.*

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 a ak je autorov viacej, treba na samostatnom liste priložiť všetkými autormi podpísané vyhlásenie, ako sa má medzi autormi rozdeliť honorár.

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 - hierarchický 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, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podškrtne vlnovkou.
13. K článku je treba pripojiť kľúčové slová.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 570 x 430 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). Tabuľku so zložitou formou treba napísať karbónovou páskou v úprave vhodnej priamo pre tlač.
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 príkrovu. 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 príkrovu 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.