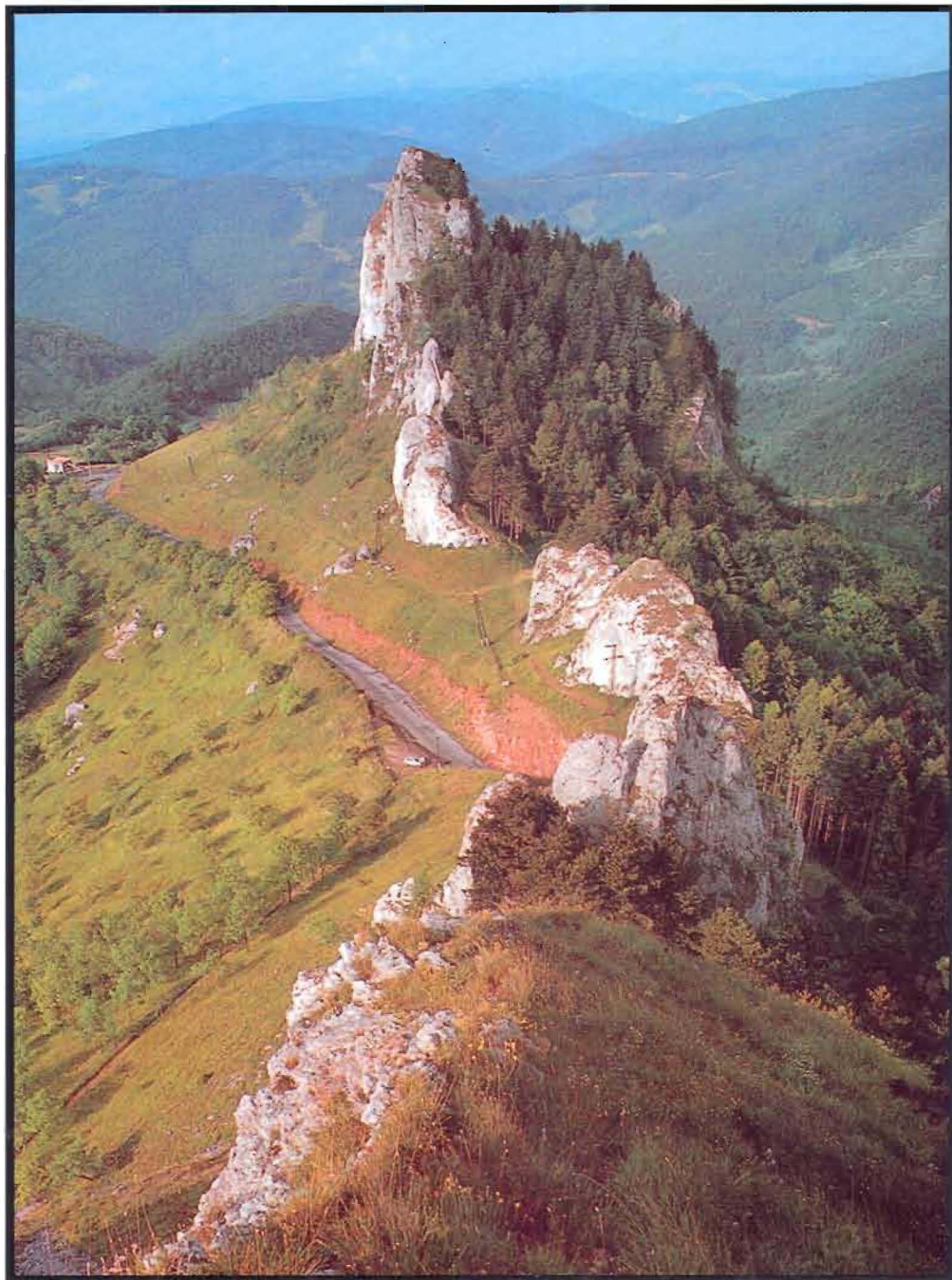


3/25/1993
ISSN 0369-2086

Mineralia slovaca



GEO a.s. complex

geophysical
geological
ecological research

We offer expert services in:

Geology

geological and geochemical mapping, structural, tectonic and metallogenetical analysis and models, mineral resource assessment

Exploration

petroleum, metallic and non-metallic raw materials, industrial materials

Hydrogeology

exploration and analysis

Regional Geophysics

deep crustal structures, regional and specific topics, geophysical mapping and modelling

Engineering Geophysics

feasibility studies and evaluations

Environmental Geophysics

site assessment, monitoring, regional studies, radon surveys

We have over 35 year experience worldwide in many disciplines.
To find out how our skilled and motivated staff can help you.

Geocomplex, a. s.,
Geologická 21
822 07 Bratislava
Slovakia

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

Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii. Adresa redakcie: *Mineralia slovaca*, Werferova 1, 040 11 Košice. Telefón: 095/437 846.

"Novinová zásielka" - podávanie novinových zásielok povolené Východoslov. riaditeľstvom pošt Košice, č.j. 871-PTM-93 zo dňa 23.3.1993.

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geocomplex, a.s., Bratislava and Geologický prieskum, state enterprise, Spišská Nová Ves. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office *Mineralia slovaca*.

Subscription for 1993 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscription can be sent to Slovart Ltd., Jakubovo nám. 12, 815 31 Bratislava, Slovakia or to *Mineralia slovaca*, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia.

Advertising: Contact managing editor. Address of the Editorial office: *Mineralia slovaca*, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia; Phone 095/437 846.

© Geocomplex, a.s., Bratislava

OBÁLKA: Bradlové pásmo, lok. Vršatecké Podhradie. Geomorfologicky a geologicky charakteristický element Západných Karpát oddeľujúci vnútorné Západné Karpaty (budované paleogénnym flyšom a neogénnymi molasmami) od vnútorných Západných Karpát (kryštalinické jadrové pohoria s mladopaleozoickými a mezozoickými obalovými a príkrovovými jednotkami). Bradlové pásmo budujú najmä vápence s polohami radiolárových jaspisov s vložkami bridlic veku lias-spodná krieda. Rigidné telesá karbonátov vytvárajú v plastickom prostredí slieňov a bridlic (stredná krieda) v dôsledku intenzívneho tektonického prepracovania (tektonická melanž), mladých výzdvihov a intenzívnej erózie charakteristický bradlový tektonický štýl (podrobnejšie o vzťahu litologického vývoja a tektonickej stavby k morfológii krajiny je vo vnútri čísla na str. 183). Foto: D. Slivka.

COVER: Klippen belt, loc. Vršatecké Podhradie. Geomorphologically and geologically distinctive element of the Western Carpathians dividing them into the Outer Western Carpathians (Paleogene flysch sequences and Neogene molasses) and Inner Western Carpathians (crystalline core mountains with Early Paleozoic and Mesozoic cover and nappe units). Klippen zone consists mainly from limestones with the layers of radiolarian jasper intercalations of Liassic - Lower Cretaceous age. Rigid carbonate blocks in the plastic environment of marlites and marl slates (Middle Cretaceous) create distinctive klippen tectonic style as the result of intensive tectonic overworking (tectonic melange), younger uplifts and following erosion. (Details about the relations between lithological development and tectonic setting to relief morphology are on page 183). Photograph by D. Slivka.

J. Jablonská

Charakteristika zirkónov granitoidov Čiernej hory

Characterization of zircons from granitoid rocks of the Čierna hora Mts. (Western Carpathians) 157

J. Hók, P. Kováč & J. Madarás

Extenzná tektonika západného úseku styčnej zóny gemerika a veporika

Extensional tectonic of the western part of the contact area between Veporicum and Gemericum (Western Carpathians) 172

M. Janák

Vápenato-silikátové metamorfované horniny kryštalinika Vysokých Tatier

Calc-silicate metamorphic rocks of the High Tatra crystalline basement 177

L. Dzurovčin

Vznik a formovanie reliéfu Humenských vrchov

Origin and relief formation of the Humenské vrchy Mts. (Western Carpathians) 183

J. Soták, D. Plašienka, J. Spišiak & P. Uher

Neptunické dajky karbonátov v bazických vulkanitoch Považského Inovca

Neptunian carbonate dykes hosted by basic volcanic rocks in the Považský Inovec Mts. (Western Carpathians) 193

N. Hudáčková & M. Kováč

Zmeny sedimentačného prostredia východnej časti Viedenskej panvy vo vrchnom badene a sarmate

The Upper Badenian - Sarmatian events in the area of the Vienna Basin eastern margin 202

F. Michalíková

Získavanie minerálnych novotvarov z druhotných surovín

Reclaiming of mineral novelties from the secondary raw materials 211

D. Hovorka & Š. Méres

Exsolučné fenomény v mineráloch hornín

Phenomena of exsolution in rock minerals 217

P. Andráš, S. Jeleň & F. Caňo

Výskyt Bi-mineralizácie v ložisku Pezinok

Occurrence of Bi-mineralization in the Pezinok deposit (Western Slovakia) 221

INFORMÁCIA - INFORMATION

J. Tözsér & E. Böhmer

Investície v geologickom prieskume a ťažbe

Investment in Geological Exploration and Mining 224

AKTIVITA SGS - ACTIVITIES OF THE SLOVAC GEOLOGICAL SOCIETY

Seminár Environmentálno-geochemický výskum v chránenej krajinskej oblasti Malé Karpaty

Seminar Environmental-geochemical research in the protected area Malé Karpaty Mts. 226

RECENZIA - BOOK REVIEW

J. Ulrych

Natural Glasses (V. Bouška, Z. Borovec, A. Cimbáľníková, I. Kraus, A. Lajčáková, M. Pačesová) 228

KRONIKA - CHRONICLE

J. Spišiak

Zdravica k životnému jubileu prof. RNDr. D. Hovorku, DrSc.

Greetings to the life jubilee of Prof. RNDr. D. Hovorka, DrSc. 229



Vedúci redaktor - Chief editor

PAVOL GRECULA

Geocomplex, a. s.

Werferova 1, 040 11 Košice

REDAKČNÁ RADA - EDITORIAL BOARD

Predseda - Chairman

Karol Együd

Geologický prieskum, Spišská Nová Ves

Ján Bartalský, Spišská Nová Ves

Rudolf Ďuda, Východoslovenské múzeum, Košice

Miroslav Harman, Bratislava

Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava

Mikuláš Ingr, Ingeo, Žilina

Vlastimil Konečný, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

Eduard Köhler, Geologický ústav SAV, Bratislava

Ivan Kraus, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava

Eudovít Kucharič, Geocomplex, Bratislava

Ladislav Melioris, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava

Milan Mišík, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava

Ivan Pagáč, Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, Bratislava

Miroslav Račický, Ministerstvo živ. prostredia, Bratislava

Rudolf Rudinec, Nafta, Michalovce

Ondrej Samuel, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava

Miroslav Slavkay, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

Imrich Varga, Geologický prieskum, Košice

Dionýz Vass, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

Eva Zacharová, Geofond, Bratislava

REDAKCIA - EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie - Managing editor

Mária Greculová

Redaktor - Editorial assistant

Mária Dryjová

Sadzba a techn. spracovanie - Production editor

Miloslav Antal

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predseda - Chairman

Július Maljkovič

Ministerstvo životného prostredia, Bratislava

Členovia združenia - Members

Geocomplex, a.s., Bratislava

Geofond, Bratislava

Geofyzika, Brno

Geokonzult, a. s., Košice

Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves

Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

IGHP, a.s., Žilina

Ingeo, a.s., Žilina

Košický magnezit, Košice

Nafta, a.s., Gbely

Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava

Slovenské magnezitové závody, Lovinobaňa

Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, š. p., Bratislava

Uránpres, š. p., Spišská Nová Ves

Charakteristika zirkónov granitoidov Čiernej hory

JANA JABLONSKÁ

Katedra geológie a mineralógie BF TU, 043 84 Košice

(Doručené 21. 12. 1992, revidovaná verzia doručená 10. 2. 1993)

Characterization of zircons from granitoid rocks of the Čierna hora Mts. (Western Carpathians)

Zircons from granitoid rocks from localities Ťahanovce, Sokol, Sopotnica, Košické Hámre, Miklušovce, Vyšná dolina, Predná dolina and Šibená hora were characterized on the basis of zircon morphometry and zircon grain electron microprobe analysis. The EMP analysis (for HfO_2 , Y_2O_3 , ThO_2 and UO_2) was made in a way enabling the determination of crystallization phases. The analytical loci were determined on cathodoluminescence images using Pupin's (1992) approach. At each typologically selected grain 2 to 12 points were analyzed. The data on magmatic phases (early-, magmatic proper and late-) were used also for the Y_2O_3 - HfO_2 and ThO_2 - UO_2 diagrams.

For every locality zircons were characterized microscopically morphometrically and chemically. The results were used for a characterization of the crystallization history of the melt through deduced changes in acidity and crystallization temperature gradient. The results supported the view that the Bujanová and Miklušov complex have different crystallization history.

Key words: zircon, typology, al/alk antagonism, granitoid, trace elements, magnetic phase, Čierna hora Mts.

Úvod

Pri komplexnom výskume v Čiernej hore Jacko (1975 - 1992) vyčlenil a podrobne opísal tri litoštruktúrne celky. Na tomto základe sme zozbierali horninové vzorky na separáciu zirkónov z uvedeného územia.

Miesta odberu vzoriek sú na schematickej geologicko-štruktúrnej mape urobenej podľa Jacka (1975, 1992) na obr. 1.

Na geologickej stavbe Čiernej hory sa zúčastňujú tieto základné litoštruktúrne jednotky:

1. komplex primorogénnych migmatitov - miklušovský
2. komplex diaforizovaných pararúl - lodinský
3. granitizovaný komplex - bujanovský.

Podľa geologickej situácie možno o vzájomnom rozložení komplexov povedať, že miklušovský tvorí podložie lodinského komplexu a nad lodinským je nadložný bujanovský komplex (Jacko, 1975).

Vzorky sa vybrali tak, aby plošne reprezentovali granitoidy celého opísaného regiónu a ich charakteristické typy. Boli rozdelené na dve skupiny: a) granity, granodiority, tonality; b) aplitoidné a pegmatoidné granity.

Cieľ práce

Práca sa zamerala na charakteristiku zirkónov granitoidných hornín Čiernej hory. V prvej etape sa zistili morfológické tvary zirkónov uvedených lokalít a ich diagnostické znaky, ako je farba, zonalita, porušenie kryštálov, inklúzie atď. Potom sa zirkóny merali pomocou elektrónovej mikroskopy vo vyznačených bodoch stanovených katodoluminiscenciou.

Z jedného morfometrického typu zirkónu charakteristického pre danú vzorku sa urobilo viac analýz elektrónovou mikroskopiou CAMEBAX (Univerzita v Montpellier) a na ich základe sa vymedzili fázy kryštalizácie zirkónov (obr. 2). Hodnotiaci program vypracoval Merlet (1990). Podmienky analýz boli: 25 kV, 100 mA; integračný čas: 30 s pri Si a Zr, 50 s pri Hf, 110 s pri Y a 140 s pri U a Th. Analyzované body sa vybrali predbežným pozorovaním zrn pri rozostrenom elektrónovom lúči mikroskopy (katodoluminiscenciou).

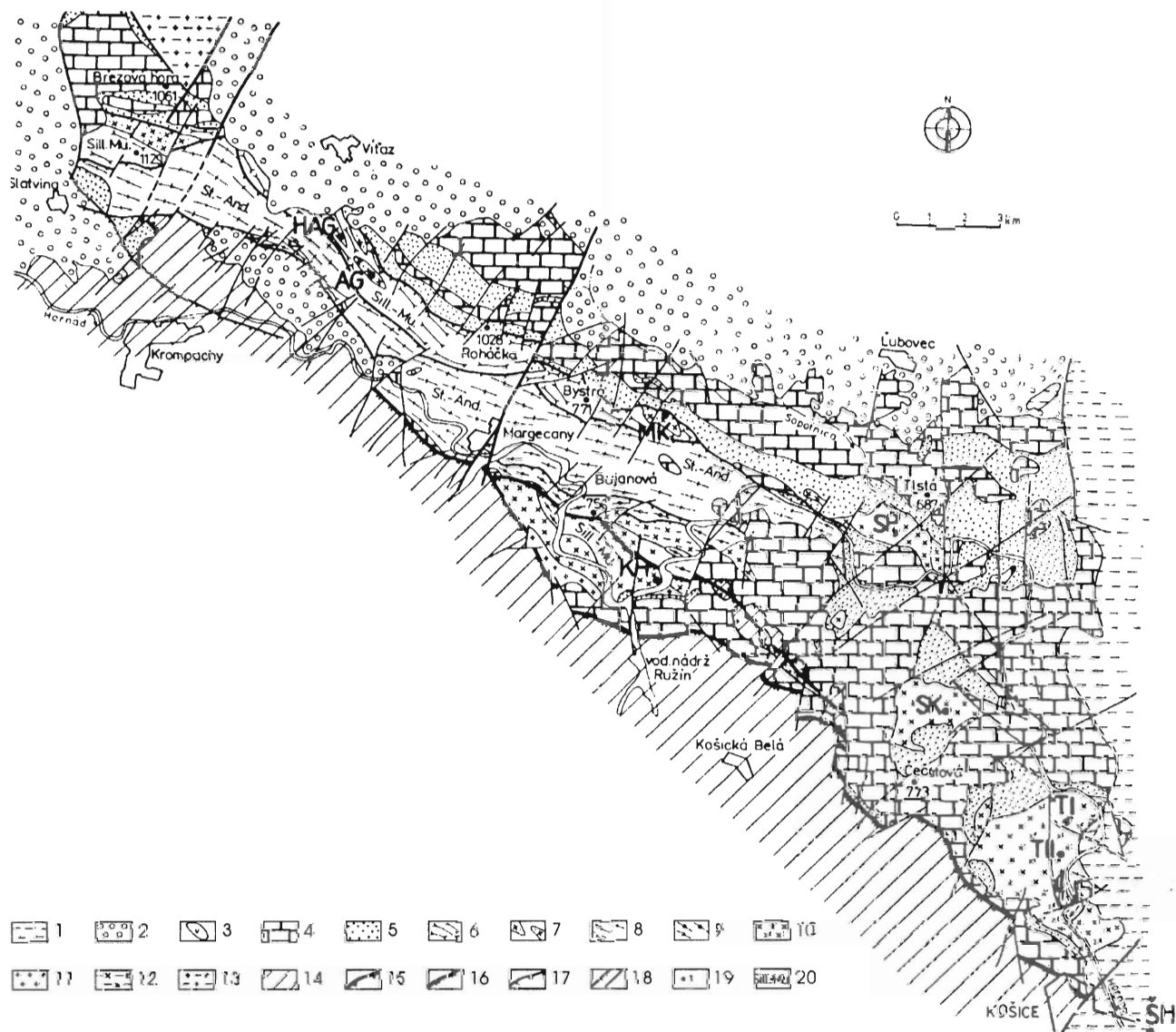
Najdôležitejším kritériom hodnotenia magmatických štádií kryštalizácie zirkónov (Pupin, 1992) bol vzťah hodnôt HfO_2 - Y_2O_3 a ThO_2 - UO_2 . Pupin (ibid.) definoval tri magmatické fázy detekovateľných na základe špeciálne lokalizovaných bodových mikroskopií analýz: predmagmatickú (ktorá má dve substádie - 1a, 1b), magmatickú (s dvoma substádiami - 2a, 2b) a postmagmatickú. Všetky namerané hodnoty sa vyniesli do príslušných grafov a podľa fáz magmatických štádií kryštalizácie sa vyznačili v zmysle práce Jablonskej (1992). Genetický význam štádií opísala Jablonská et al. (1992). Dynamika al/alk antagonizmu taveniny sa hodnotila pomocou diagramov vektorov TET2.

Opis lokalít

Dovedna sa spracovalo 9 vzoriek z granitoidných hornín Čiernej hory, 5 zo skupiny a a 4 zo skupiny b (v zmysle uvedeného rozdelenia).

Štúďované vzorky sú z nasledujúcich lokalít:

Z lokality Ťahanovce-lom, 2 km na SZ od Košíc (bujanovský komplex), boli spracované 2 vzorky:



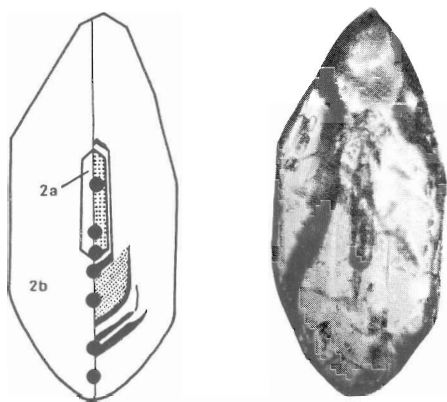
Obr. 1. Schématická štruktúrno-geologická mapa Čiernej hory (podľa Jacka, 1992). 1 - neogénne molasové sedimenty, 2 - sedimenty centrálneokarpatského paleogénu, 3 - amfibolicko-pyroxenický diorit (vrchná krieda), 4 - obalové mezozoikum, 5 - obalové mladšie paleozoikum (prevažne perm), 6-12 - kryštalinikum Čiernej hory: 6-7 - milušovský komplex; 6 - stromatiticko-nebulitické a oftalmické migmatity, 7 - aplitické granity, 8 - diaforitické pararuly, svory, amfibolity a fylonity lodinského komplexu; 9-12 - komplex Bujanovej: 9 - ruly, amfibolity a migmatity, 10 - biotitické granodiority, 11 - autometamorfóvané granity, 12 - melagranodiority a tonality, 13 - ruly, amfibolity, migmatity a granodiority Braniska, 14 - křídla a perm gemerika, 15 - nasunová plocha gemerika, 16 - regionálne významné prešmykové zóny, 17 - prešmykové zóny nižšieho rádu, 18 - zlomy, 19 - lokalizácia analyzovaných vzoriek, 20 - distribúcia metamorfných zón v kryštaliniku Čiernej hory.

Fig. 1. Schematic structural-geological map of the Čierna hora Mts. (compiled by Jacka, 1992). 1 - Neogene molasse sediments, 2 - sediments of the Central Carpathian Paleogene, 3 - amphibole-pyroxene diorite (Upper Cretaceous), 4 - Mesozoic envelope, 5 - Late Paleozoic envelope (mainly Permian), 6-12 - the Čierna hora crystalline complex: 6-7 - the Milušovec complex; 6 - stromatolite-nebulitic and ophiolitic migmatites, 7 - aplitic granites, 8 - diaphanitic paragneisses, micaschists, amphibolites and phyllonites of the Lodina complex; 9-12 - the Bujanova complex: 9 - gneiss, amphibolites and migmatites, 10 - biotitic granodiorites, 11 - autometamorphosed granites, 12 - melagranodiorites and tonalites, 13 - gneisses, amphibolites, migmatites and granitoides of the Branisko Mts., 14 - Carboniferous and Permian of the Gemericum unit, 15 - sole of the Gemericum unit nappe, 16 - regionally significant overthrust zones, 17 - overthrust zones of lower order, 18 - faults, 19 - localization of the analysed samples, 20 - distribution of metamorphic zones in the Čierna hora crystalline complex.

1. Stredozorný biotitický granodiorit (označuje sa TI).
2. Biotitický granodiorit s porfyrickými výrastlicami živca (označuje sa TII).
3. Zo sokoľského granitoidného telesa sa odobrala vzorka stredozorného biotitického granodioritu - tonality (ďalej SK). Miesto odberu je na V od obce Sokol, 300 m od

cintorína za dedinou, 300 m od kóty 261,1 svahu Beňová (bujanovský komplex).

4. Z malého sopotnického telesa je vzorka tonality zo zárezu cesty údolia Sopotnice, severný svah Vysokého vrchu, 600 m od kóty 535 na Vysokom vrchu (označuje sa SP; bujanovský komplex).



Obr. 2. Zirkón morfometrického typu S_{11-12} , ktorý má v centrálnej časti fázu kryštalizácie 2a, okolo ktorej je vyvinutá fáza 2b. Zonalita sleduje morfometrický tvar kryštálu a je vyvinutá len v oblasti fázy 2b. V celom zrne je veľa nerovnomerne veľkých inklúzií (vzorka SK).

Fig. 2. Zircon of the S_{11-12} morphometric type with phase 2a in the central part of the grain and overgrowth of phase 2b. Zoning is observable only in phase 2b. The grain contains many inclusions (specimen SK).

5. Strednozmný biotiticko-muskovitický autometamorfovaný granit je zo zárezu cesty idúcej od Košicej Belej k priehradnému múru zo svahu Tisovec pod vysokým nápatím na pravej strane zárezu cesty, 1 km od priehradného múru (označenie KH; bujanovský komplex).

Z aplitoidných a pegmatoidných granitov sa spracovali 4 vzorky z nasledujúcich lokalít:

6. Vzorka zo Šibenej hory, na J až JZ od Košíc, kóta 233,9 m. Je to aplitický granit (označuje sa ŠH; lodinský komplex).

7. Aplitický granit (označený AG) bol odobratý zo záveru údolia Vyšná dolina, Kluknava, 430 m na JV - V od kóty 618 m Krivé.

8. Hybridný aplitický dvojsľudový granit je zo záveru údolia Predná dolina, 800 m V od kóty 689 m Čierna hora, 1,5 km, resp. 2 km na SV od obce Kluknava (vzorka je označená ako HAG; miklušovský komplex).

9. Aplitický granit je odobratý 1700 m na J až JZ od obce Miklušovce. 450 m na JZ od kóty 693 m Okružle v oblasti svahu Chodníky (označená je ako MK; miklušovský komplex).

Charakteristika separovaných zirkónov z granitoidných hornín lokalít Čiernej hory

Lokalita Ťahanovce (TI, TII)

Z tejto lokality je vzorka TI - strednozmný biotitický granodiorit, ako aj vzorka TII - biotitický granodiorit s porfyrickými výrastlicami žilcov.

Zirkóny vo vzorkách sú: 1. svetloružové, priehľadné a väčšinou číre; majú pravidelné obmedzenie kryštálov, niektoré kryštály zirkónov sú polámané, iné hodne popraskané mikropuklinami; 2. tmavé ružovočervené, menej priehľadné a sú v nich početnejšie inklúzie; 3. do polovice svetlé, od polovice tmavé; inklúzie sú nepravidelne roztrúsené v kryštáloch a tvoria ich apatity, zirkóny alebo

rudné uzavreniny najčastejšie ihličkovitého, ale aj guľôčkovitého tvaru.

Zirkóny majú zreteľnú zonalitu pozorovateľnú pod REM, kde sa striedajú svetlé a tmavé polohy, vykazujúce zvyčajne rozdielny obsah niektorých kyslíčnikov. Tak napr. obsah La_2O_3 je o niečo vyšší vo svetlých zónach, ale v tmavej zóne má často nulovú hodnotu. Zirkóny sú postihnuté mikropuklinami viditeľnými len pod riadkovacím elektrónovým mikroskopom. Použitie katodoluminescencie na detekciu zónovania opisuje Broska (1986).

Vo vzorke prevládajú zirkóny bez jadier. Vo výnimočných prípadoch boli pozorovateľné pod riadkovacím elektrónovým mikroskopom a mikrosondou.

Zo vzorky 1 TI sa vyseparovalo a morfometricky určilo 111 zrn zirkónov. Najviac ich bolo typu S_2 (obr. 3) a S_7 . Predstavujú hlavnú fázu kryštalizácie zirkónov pri teplote 700 - 650 °C. Kryštalizácia celej populácie zirkónov sa začala pri 800 °C charakteristickým typom S_{17} a skončila sa pri teplote 600 °C typom L_3 a L_2 , ktoré sú pre takúto teplotu typické. Výskyt jednotlivých typov zirkónových populácií a ich percentové zloženie v danom type horniny sú zrejme z obr. 4.

Zo vzorky TII sa určilo 95 zirkónových zrn. Najviac zirkónov, a teda hlavná fáza kryštalizácie je v poli typu S_2 , čiže zodpovedá teplote kryštalizácie 650 °C. Začiatok kryštalizácie zirkónov bol pri teplote 800 °C (charakteristický typ S_{18}) a koniec pri 600 °C (charakteristický typ L_1).

V diagrame TET2 na obr. 18 možno vidieť rozdiel priebehu vektorov obidvoch vzoriek lokality Ťahanovce (TI, TII). Podľa hodnôt TET2 vzoriek TI a TII padajú v Pupinovom diagrame (1988) evolučných typov magiem (obr. 20) v plnom rozsahu do poľa 1, ktoré charakterizuje granity kôrového alebo prevažne kôrového pôvodu.

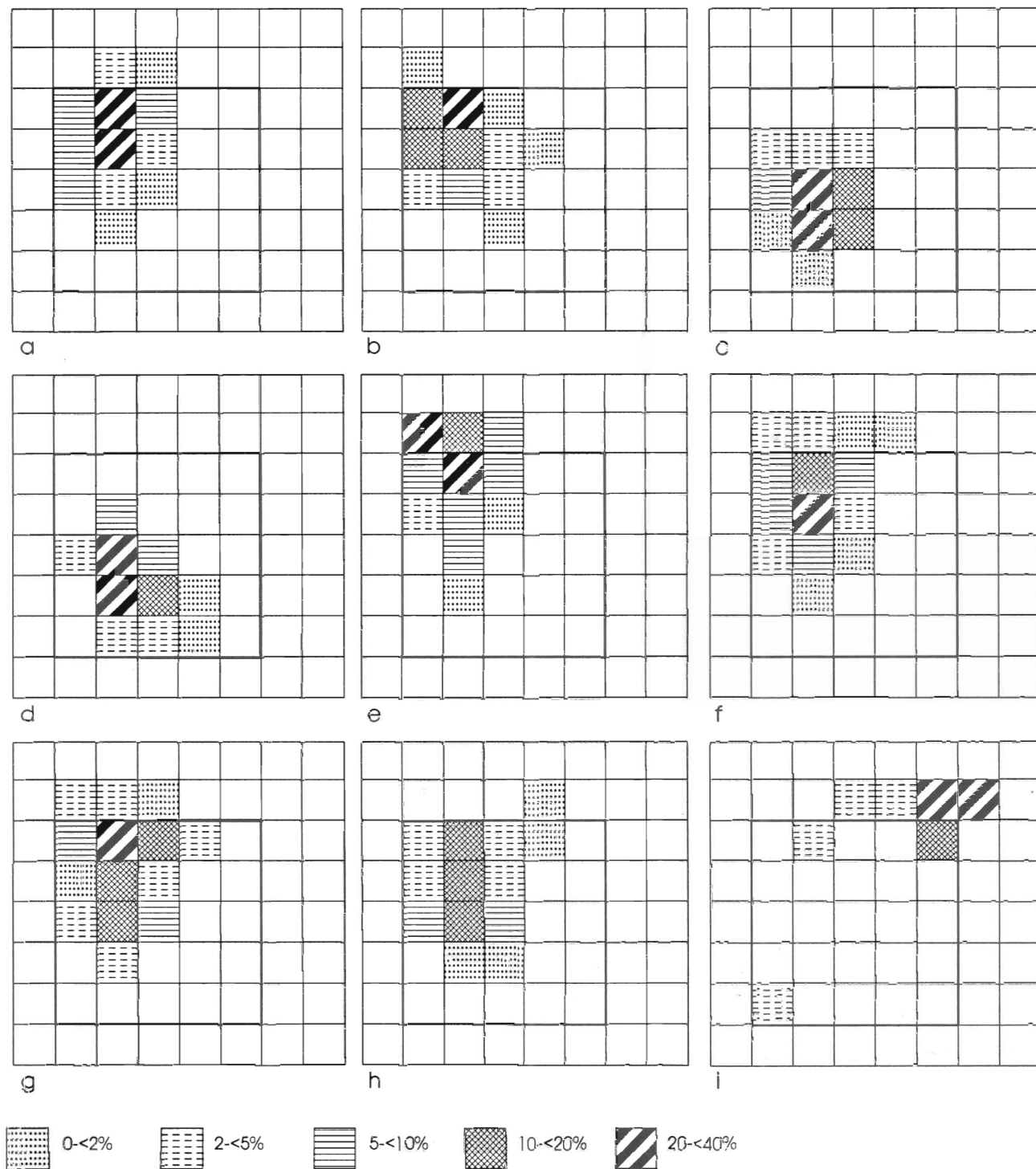
Vzorky z lokality Ťahanovce sú pokročilejšími magmatickými diferenciátmi ako vzorky SP a SK z lokality Sopitica a Sokol.

Podľa vypočítaných ťažísk morfometrických typov zirkónových populácií vzorky TI a TII padajú v Pupinovom



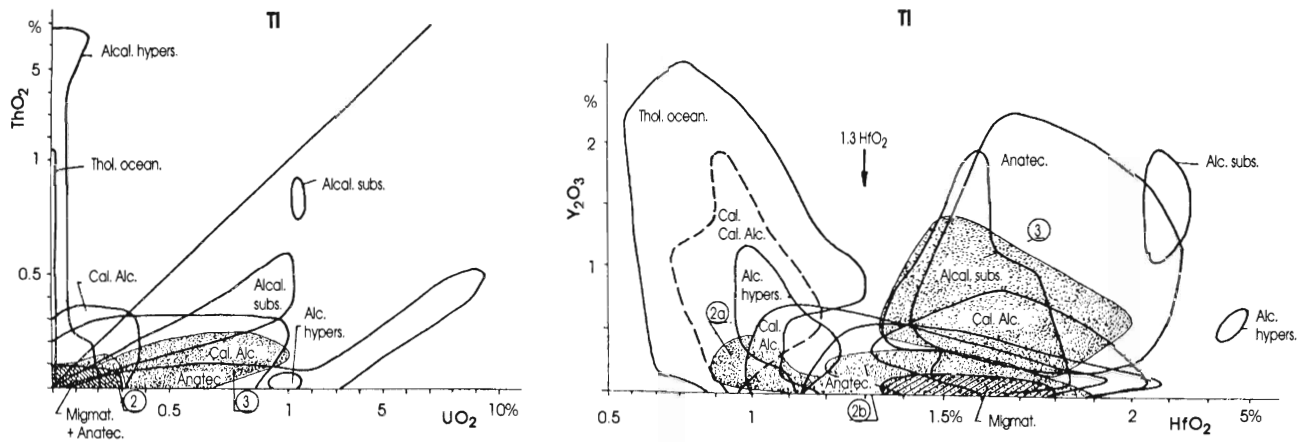
Obr. 3. Zirkón morfometrického typu S_2 , ktorý je vo vzorke TI najčastejší (ľahanovce).

Fig. 3. Zircon grain of type S_2 , which is the most frequent one in the TI sample (locality Ťahanovce).



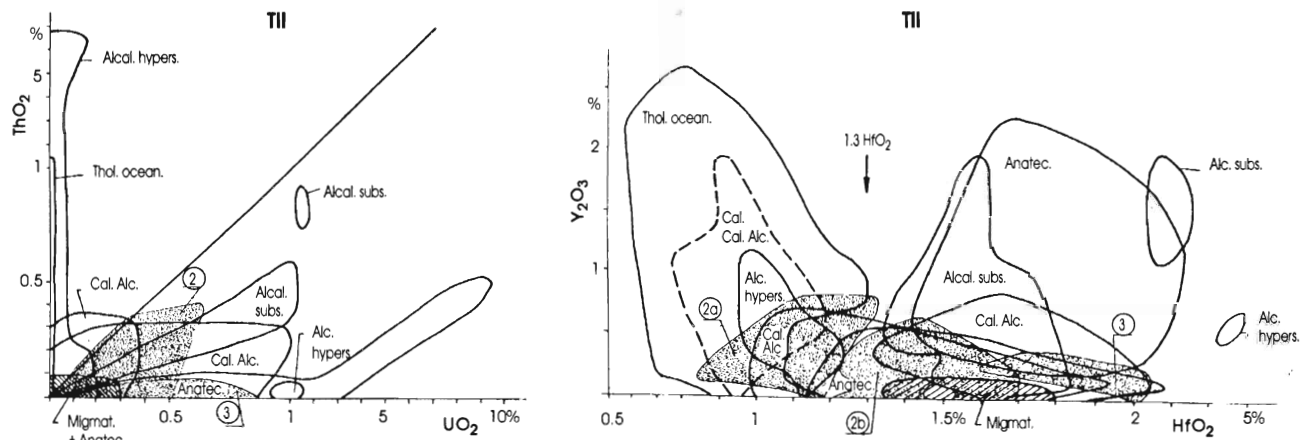
Obr. 4. Typologická distribúcia zirkónových populácií zo študovaných granitoidov Čiernej hory. a - strednozrný biotitický granodiorit z Ťahanoviec, b - biotitický granodiorit s porfyrickými výrastkami živcov z Ťahanoviec, c - tonalit zo Sokola, d - tonalit zo Sopotnice, e - autometamorfóvaný granit z Košických Hámrov, f - aplitický granit z Vyšnej doliny, Kluknava, g - aplitický granit z Prednej doliny, Kluknava, h - aplitický granit z Miklušoviec, i - aplitický granit zo Šibenej hory.

Fig. 4. Typological distribution of zircon populations of granitoids of Čierna hora Mts. a - medium grained biotitic granodiorite from the loc. Ťahanovec, b - biotitic granodiorite with porphyritic feldspar from the loc. Ťahanovec, c - tonalite from the loc. Sokol, d - tonalite from the loc. Sopotnica, e - autometamorphosed granite from the loc. Košické Hámre, f - aplitic granite from the loc. Vyšná dolina, Kluknava, g - aplitic granite from the loc. Predná dolina, Kluknava, h - aplitic granite from the loc. Miklušovec, i - aplitic granite from the loc. Šibena hora.



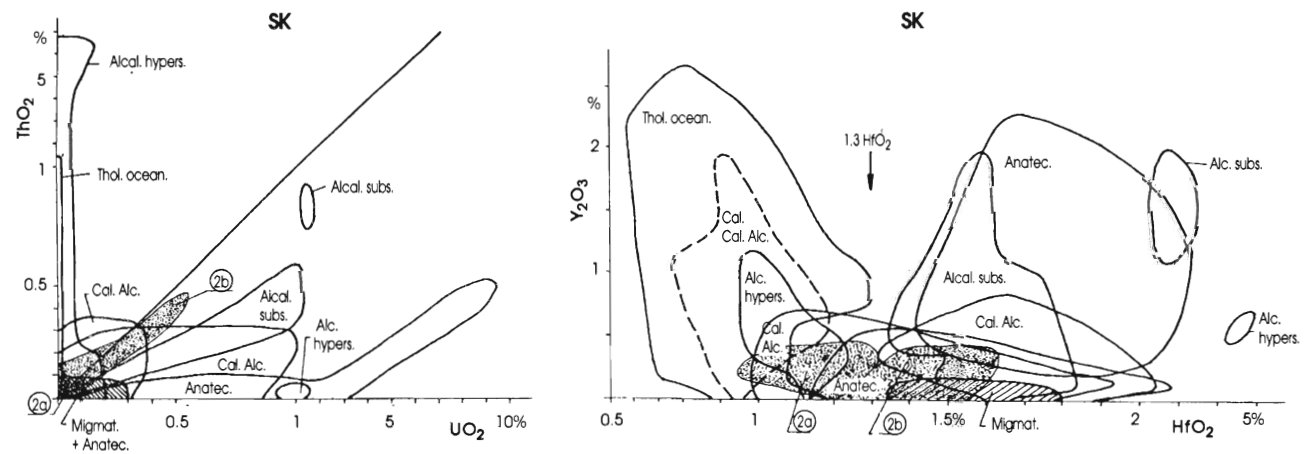
Obr. 5. Diagram závislosti ThO_2 - UO_2 a Y_2O_3 - HfO_2 lokality Ťahanovce vzorky TI s vyznačením fáz kryštalizácie zirkónov 2a, 2b a 3.

Fig. 5. The ThO_2 vs UO_2 and Y_2O_3 vs HfO_2 diagram of sample TI from the loc. Ťahanovce showing the crystallization phases 2a, 2b and 3.



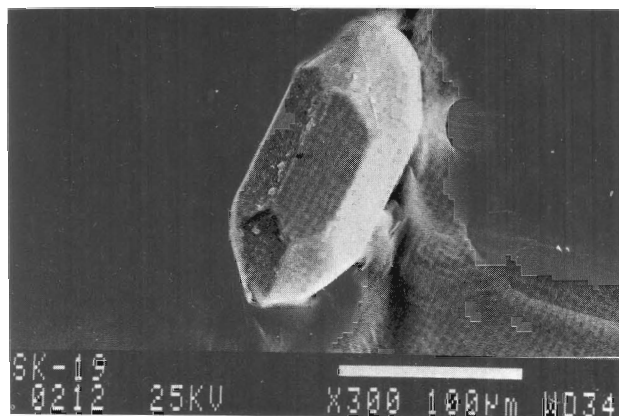
Obr. 6. Diagram závislosti ThO_2 - UO_2 a Y_2O_3 - HfO_2 lokality Ťahanovce vzorky TII s vyznačením fáz kryštalizácie zirkónov 2a, 2b a 3.

Fig. 6. The ThO_2 vs UO_2 and Y_2O_3 vs HfO_2 diagram of sample TII from the loc. Ťahanovce showing crystallization phases 2a, 2b and 3.



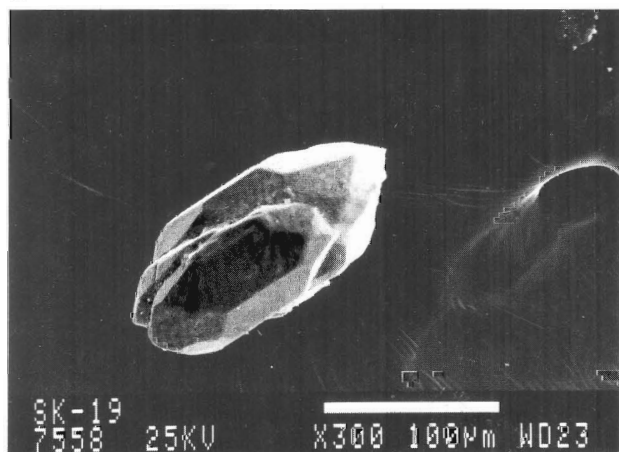
Obr. 7. Diagram závislosti ThO_2 - UO_2 a Y_2O_3 - HfO_2 lokality Sokol', vzorka 3 - tonalit s vyznačením fáz kryštalizácie zirkónov 2a a 2b.

Fig. 7. The ThO_2 vs UO_2 and Y_2O_3 vs HfO_2 diagram of sample SK - tonalite from the loc. Sokol' with crystallization phases 2a and 2b.



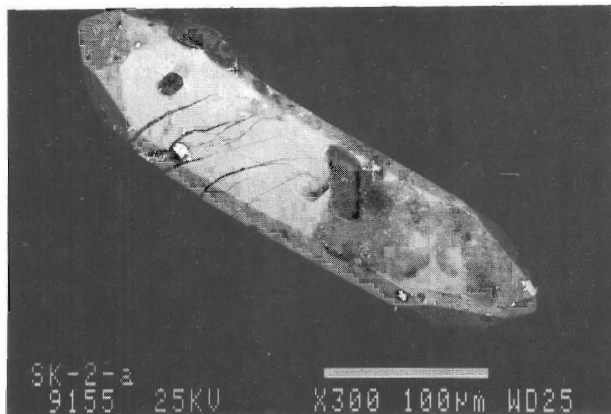
Obr. 8. Zirkón morfometrického typu S_{12} s najvyššou početnosťou z lokality Sokol.

Fig. 8. Zircon of the S_{12} morphometric type which is the most frequent in case of the loc. Sokol.



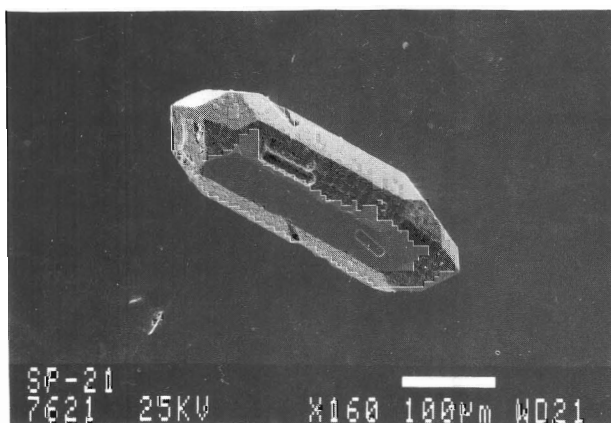
Obr. 10. Paralelný zrast troch zirkónových zŕn z lokality Sokol.

Fig. 10. Parallel overgrowth of three zircon grains from the loc. Sokol.



Obr. 9. Zirkón typu S_{17} z lokality Sokol s miestami po vypadnutých inklúziách. Zirkón má rozdielne vyvinuté obidva konce kryštálu (REM, rez kryštálu).

Fig. 9. Zircon of type S_{17} (loc. Sokol) showing loci of fallen-out inclusions. The grain has different development at its two ends.



Obr. 11. Zirkón typu S_{12} s najvyššou početnosťou z lokality Sopotnica so zreteľne viditeľnými miestami po vypadnutých inklúziách.

Fig. 11. Zircon of S_{12} type - the most frequent in case of the loc. Sopotnica.

diagrame (1988; obr. 20) do oblasti, kde sa polia 1, 2 a 3 navzájom prekrývajú.

Vzorka TII - biotitický granodiorit s porfyrickými výrastlicami živcov - pravdepodobne predstavuje okrajovú oblasť granitoidného telesa v Ťahanovciach v blízkosti kontaktu s metamorfittmi, kým TI - strednozrnný biotitický granodiorit - reprezentuje samo teleso. Okrajovú pozíciu TII podporuje aj trend smerového vývoja vektora TET2. Pre vzorku TI a TII z lokality Ťahanovce boli zakreslené charakteristické morfometrické typy s vyznačením štádií kryštalizácie nameraných pomocou elektrónovej mikrosondy.

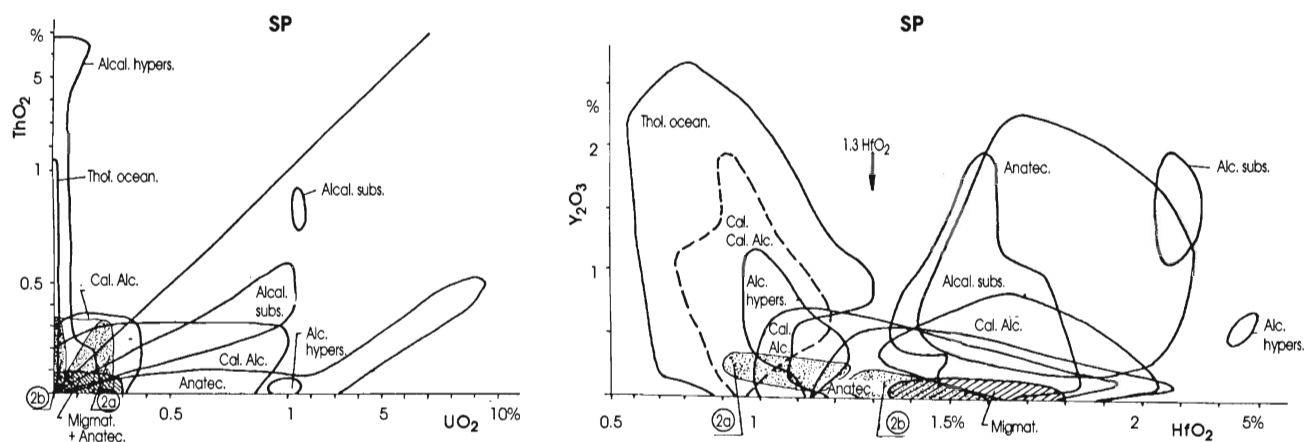
Diagram Y_2O_3 - HfO_2 vzorky TI na obr. 5 vykazuje fázu 2a, 2b a 3 kryštalizácie zirkónov. V diagrame ThO_2 - UO_2 tejto lokality vidieť vyvinutú fázu 2 a 3, pričom oblasť 3 má vysoké hodnoty U, a to 0,3 - 1 % UO_2 a ThO_2 do 0,2 %. Oblasť 2. fázy kryštalizácie má nízke hodnoty UO_2 (do 0,3 %) a ThO_2 (0,1 %).

V diagrame Y_2O_3 - HfO_2 vzorky TII na obr. 6 vidieť rozloženie hodnôt Y_2O_3 a HfO_2 v jednotlivých fázach. Prvá fáza kryštalizácie je tá, kde sú v zŕnách zirkónu vyvinuté „jadrá“. Ale tento jav je skôr ojedinelý a objavuje sa

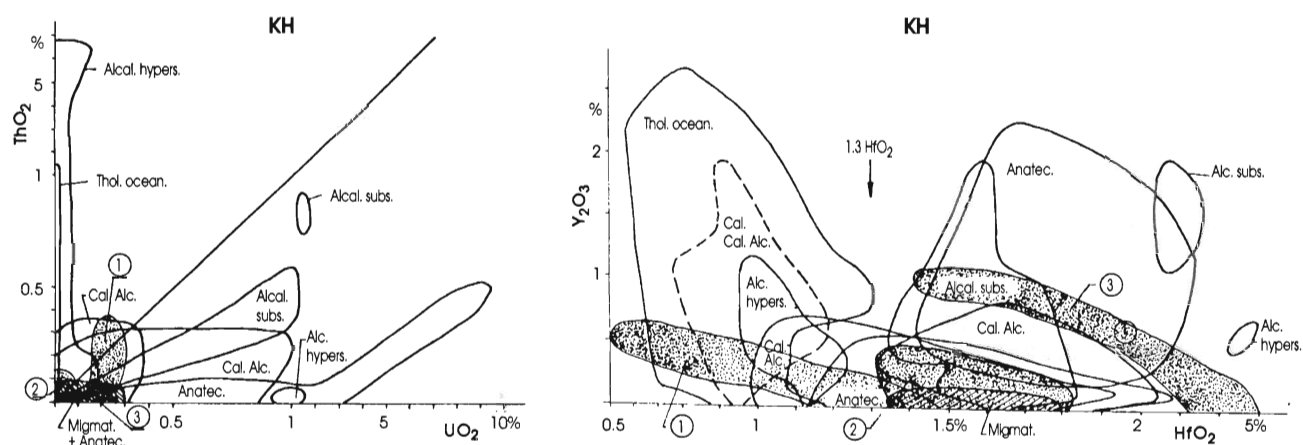
len v malom počte zŕn. Fáza 2a vykazuje obsah HfO_2 0,8 - 1,3 % a Y_2O_3 do 0,9 %. Fáza 2b tejto vzorky má hodnoty HfO_2 od 1,2 do 1,7 % a Y_2O_3 do 0,6 %. Fáza 3 má vysoké hodnoty HfO_2 (od 1,6 - 2,1 %). V diagrame ThO_2 - UO_2 sú viditeľné oblasti fáz kryštalizácie zirkónov 2 a 3, pričom fáza 2 má hodnoty UO_2 0 - 0,6 % a ThO_2 od 0 - 0,4 %. Fáza 3 má v tomto diagrame obsah UO_2 0,1 - 0,9 % a ThO_2 0 - 0,1 %.

Lokalita Sokol' (SK)

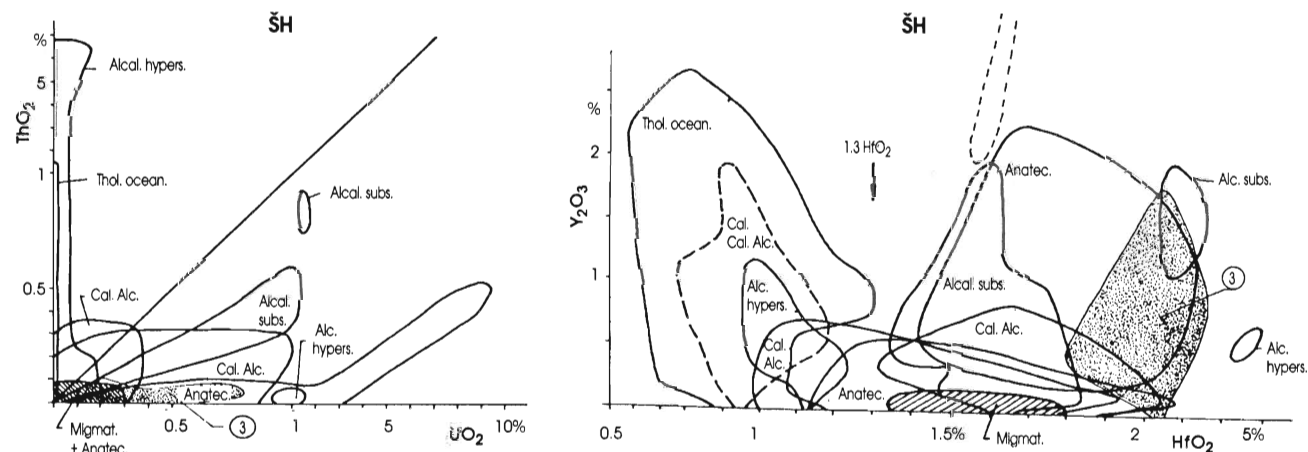
Z tejto vzorky sa morfometricky určilo 100 zirkónových zŕn, pričom typy S_{12} (obr. 8) a S_{17} boli najčastejšie. Podľa toho možno predpokladať, že hlavná fáza kryštalizácie zirkónov tejto lokality bola pri teplote od 800 - 750 °C, začiatok kryštalizácie pri teplote 850 °C, reprezentuje ho typ S_{22} , a koniec pri 650 °C a reprezentuje ho typ S_1 , S_2 , S_3 . Podstatnú časť vyseparovaných kryštálov danej vzorky tvoria svetloružové a len v menšej miere tmavé zirkóny. Sú priehľadné, niektoré číre, iné s početnými inklúziami. Možno pozorovať aj drobné ostré červené inklúzie



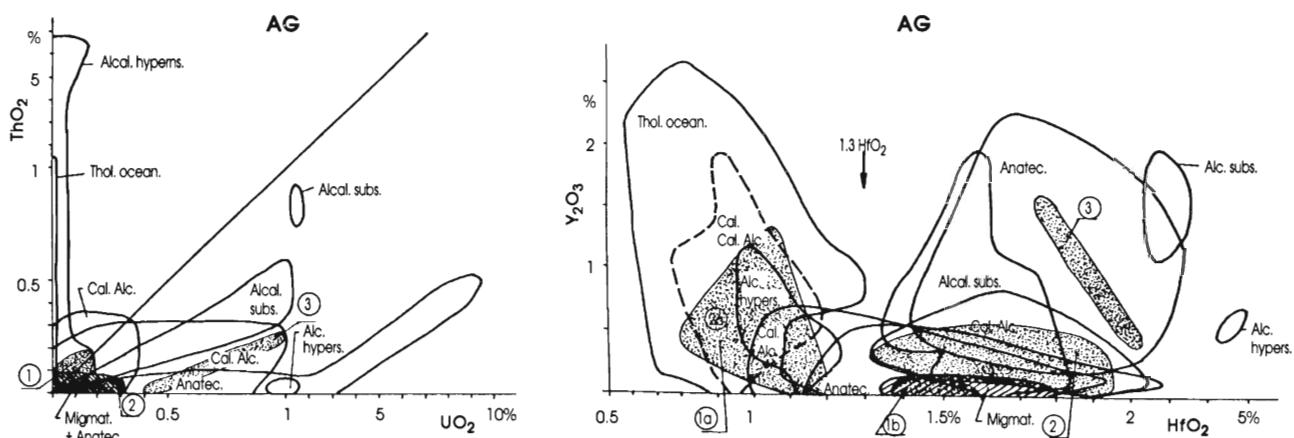
Obr. 12. Diagram závislosti $\text{ThO}_2 - \text{UO}_2$ a $\text{Y}_2\text{O}_3 - \text{HfO}_2$ lokality Sopotnica. Vzorka 4 - tonalit s vyznačením fáz kryštalizácie zirkónov 2a a 2b.
 Fig. 12. The ThO_2 vs UO_2 and Y_2O_3 vs HfO_2 diagram of sample SP - tonalite from the loc. Sopotnica with crystallization phases 2a and 2b.



Obr. 13. Diagram závislosti $\text{ThO}_2 - \text{UO}_2$ a $\text{Y}_2\text{O}_3 - \text{HfO}_2$ lokality Košická Belá - stredozmrný biotiticko-muskovitický autometamorfovaný granit - vzorka 5 s vyznačením fáz kryštalizácie zirkónov 1, 2, 3.
 Fig. 13. The ThO_2 vs UO_2 and Y_2O_3 vs HfO_2 diagram of sample KH from the loc. Košická Belá with crystallization phases 1, 2, 3.

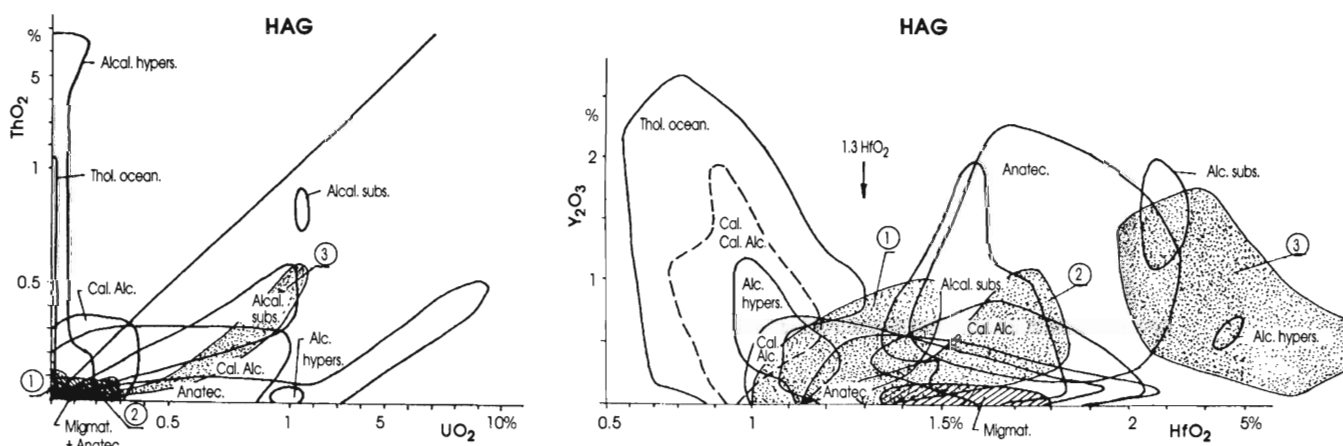


Obr. 14. Diagram závislosti $\text{ThO}_2 - \text{UO}_2$ a $\text{Y}_2\text{O}_3 - \text{HfO}_2$ lokality Šibená hora. Vzorka 6 - aplitický granit s vyznačením fázy kryštalizácie 3.
 Fig. 14. The ThO_2 vs UO_2 and Y_2O_3 vs HfO_2 diagram of sample SH from the loc. Šibená hora with crystallization phase 3.



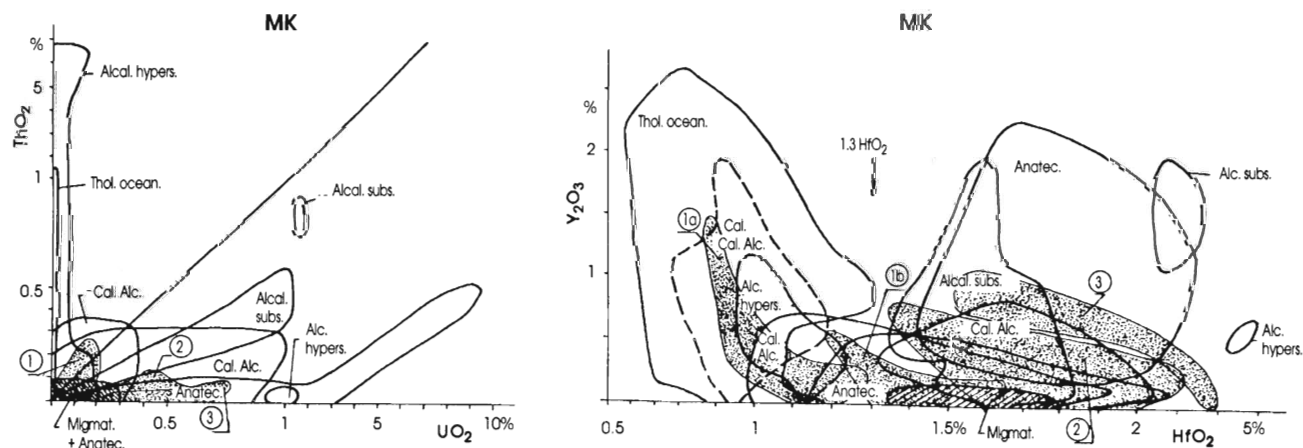
Obr. 15. Diagram závislosti ThO_2 - UO_2 a Y_2O_3 - HfO_2 lokality Vyšná dolina - Kluknava: aplitický granit, vzorka 7 s vyznačením fáz kryštalizácie zirkónov 1a, 1b, 2, 3.

Fig. 15. The ThO_2 vs UO_2 and Y_2O_3 vs HfO_2 diagram of sample AG from locality Vyšná dolina - Kluknava with crystallization phases 1a, 1b, 2, 3.



Obr. 16. Diagram závislosti ThO_2 - UO_2 a Y_2O_3 - HfO_2 zirkónov z lokality Predná dolina - Kluknava - hybridný aplitický granit. Vzorka 8 s vyznačením fáz kryštalizácie 1, 2, 3.

Fig. 16. The ThO_2 vs UO_2 and Y_2O_3 vs HfO_2 diagram of sample HAG from locality Predná dolina - Kluknava with crystallization phases 1, 2, 3.



Obr. 17. Diagram závislosti ThO_2 - UO_2 a Y_2O_3 - HfO_2 zirkónov z lokality Miklušovec (vzorka 9) - aplitický granit s vyznačením fáz kryštalizácie zirkónov 1a, 1b, 2, 3.

Fig. 17. The ThO_2 vs UO_2 and Y_2O_3 vs HfO_2 diagram of sample MK from the loc. Miklušovec with crystallization phases 1a, 1b, 2, 3.

rumelky. Zvyčajne sú inklúzie nerovnomerne rozptýlené v kryštáloch, ale niekde sa viažu na centrálnu časť zrna. Naprieč kryštálov sú vyvinuté mikropukliny. Pozorovať aj zirkóny na jednom konci svetlé a priehľadné, na druhej strane kryštálu tmavšie, menej priehľadné, pričom obidva konce môžu byť morfológicky vyvinuté rozlične (obr. 9).

Niekedy sú zirkóny narastené na sebe, ako to vidieť na obr. 10. V diagrame TET2 (obr. 18) vidno dynamiku al/alk antagonizmu v tavenine a vyplýva z neho aj to, že kryštalizácia zirkónov oproti lokalite TI a TII začala skôr a skôr sa aj skončila. Rozpätie je podstatne kratšie ako na lokalite Ťahanovce. Podľa vypočítaných hodnôt indexov IA, IT vynesiených do diagramu (obr. 20) padá ťažisko populácie zirkónov medzi pole 3 a 4.

Hodnoty namerané elektrónovou mikrosondou sú v tab. 1. Analýzy sa vykonali na charakteristických morfológických typoch: S_{12-13} , S_{17-18} , S_{17} , S_{11-12} , S_{12} , S_{16} , S_{22-23} . Na ich základe sa vymedzili fázy kryštalizácie zirkónov podľa už uvedeného postupu.

Diagram Y_2O_3 - HfO_2 na obr. 7 ukazuje relatívne rozmiestnenie analytických hodnôt fáz kryštalizácie 2a a 2b. Hodnoty sú rozložené do približne rovnakých plôch. V oblasti 2a sú hodnoty HfO_2 1,0 - 1,3 % a Y_2O_3 do 0,5 %. V oblasti fázy kryštalizácie 2b je obsah HfO_2 od 1,2 do 1,6 % a obsah Y_2O_3 do 0,5 %. V diagrame ThO_2 - UO_2 je vykreslená fáza kryštalizácie 2a a 2b, pričom fáza 2a má nízke hodnoty Th a aj U (ThO_2 0,1 % a UO_2 0,1 %). Fáza 2b tejto vzorky má hodnotu ThO_2 a UO_2 do 0,5 %.

Lokalita Sopotnica (SP)

Vo vzorke sú najčastejšie zirkóny typu S_{12} a S_{17} , ktoré kryštalizovali pri teplote 800 - 750 °C (obr. 11). Počiatok kryštalizácie sa prejavil zirkónovým typom S_{22} , S_{23} a S_{24} pri teplote kryštalizácie 850 °C a koniec typom S_7 pri teplote 700 °C.

Podobne ako na lokalite Sokol je distribúcia zirkónových kryštálov malá, čiže kryštalizácia prebiehala pomerne krátko a začala sa zvyšovaním acidity prostredia.

Lokalita Sopotnica a Sokol majú podobný trend kryštalizácie zirkónov ako TET2 na obr. 18.

Zirkóny vyseparované zo vzorky mali prevažne tmavšiu ružovofialovú farbu, v menšej miere boli svetloružové. V tmavých zrnách bolo omnoho viac inklúzií. Hodne kryštálových zrn bolo poľamaných a postihnutých mikropuklinami, resp. celým systémom mikropuklín vyvinutých naprieč zrna a viditeľných iba pod REM.

Podľa vypočítaných hodnôt IA, IT ťažisko vzorky je v blízkosti ťažiska vzorky SK z lokality Sokol, a to medzi poľom 3 a 4 (obr. 20).

Hodnoty namerané elektrónovou mikrosondou CAMEBAX sú v tab. 1. Analýzy sa vyberali a robili podobne ako pri ostatných vzorkách na charakteristických morfológických typoch zirkónov s vyznačením fáz kryštalizácie.

Diagram Y_2O_3 - HfO_2 zostrojený pre lokalitu Sopotnica (obr. 12) ukazuje kryštalizačný trend fáz 2a a 2b, ktoré majú rovnakú rozlohu. Oblasť 2a má hodnoty HfO_2 od 0,9 do 1,25 % a oblasť 2b 1,25 - 1,6 %. Hodnoty Y_2O_3 majú obidve fázy kryštalizácie zirkónov 2a, 2b maximálne

0,4 %. Diagram ThO_2 - UO_2 ukazuje lokalizáciu a trend kryštalizačnej fázy 2a a 2b, pričom oblasť 2b má obsah UO_2 okolo nuly a ThO_2 do 0,35 %. Vo fáze kryštalizácie 2a je ThO_2 tiež 0,35 %, ale hodnota UO_2 je o niečo vyššia, a to 0,01 - 0,25 %.

Lokalita Košická Belá (KH)

Maximálna početnosť kryštálov bola pri type S_2 , L_1 , čo svedčí o teplote kryštalizácie od 650 po 600 °C v hlavnej fáze kryštalizácie zirkónov danej vzorky. Počiatok kryštalizácie bol pri 700 °C, keď kryštalizoval typ S_7 , a koniec reprezentujú charakteristické typy L_1 , L_2 a L_3 , kryštalizujúce pri teplote 600 °C.

Najviac separovaných zirkónov je ružových a priehľadných, ale vo vzorke sú, aj keď v menšej miere, nepriehľadné žltohnedé zirkóny. Niektoré z kryštálov sú hodne porušené.

V tab. 1 sú výsledky analýz namerané elektrónovou mikrosondou z charakteristických morfológických typov S_4 , S_{11} , S_3 a S_2 , kde boli zistené fázy kryštalizácie zirkónov.

V diagrame Y_2O_3 - HfO_2 na obr. 13, zostrojenom na základe nameraných mikrosondových analýz, sú viditeľné fázové polia kryštalizácie zirkónov 1, 2 a 3. 1. fáza kryštalizácie má hodnotu Y_2O_3 do 0,6 % a HfO_2 0 - 1,5 %, 2. hodnoty HfO_2 1,3 - 1,8 % a Y_2O_3 do 0,5 % a 3. má vysoké hodnoty Y_2O_3 , a to do 1,1 %, ako aj vysoké hodnoty HfO_2 1,4 - 5 %.

V diagrame ThO_2 - UO_2 je vyvinutá fáza kryštalizácie zirkónov 1, 2 a 3. Pre fázu 1 sú hodnoty ThO_2 do 0,4 % a UO_2 do 0,3 %. Pre oblasť 2. fázy sú hodnoty ThO_2 aj UO_2 len málo vyššie ako 0,1 % a fáza 3 je ThO_2 do 0,1 % a UO_2 do 0,25 %.

Lokalita Šibená hora (SH)

Vo vzorke z tejto lokality sú žltohnedé, ako aj tmavosivé zirkóny. Všetky sú nepriehľadné a hodne poľamané. Okraje kryštálov sú často „nahľadané“ a porušené. Povrch zirkónových zrn je naleptaný a veľmi nepravidelný.

V zrnách možno inklúzie pozorovať iba zriedkavo a sú prevažne rudného charakteru. Morfológická klasifikácia zirkónov tejto lokality bola veľmi ťažká a prevažnú časť kryštálov bolo možno určiť len podľa pozorovania pod REM. Asi 5 % kryštálových zirkónov je typu S_{21} , ktorý zároveň reprezentuje počiatok kryštalizácie zirkónov tejto vzorky. Ostatné zirkóny sú „mladé“ a kryštalizovali pri teplote 650 - 600 °C, čo možno označiť za hlavnú fázu kryštalizácie. Predstavuje ich typ L_3 a G_1 , ktoré zároveň charakterizujú záverečnú fázu kryštalizácie zirkónov tejto lokality.

Pomocou údajov z elektrónovej mikrosondy sa pri jednotlivých morfológických typoch zirkónov sledovali zmeny v ich kompozícii, ktoré mohli nastať ako výsledok modifikácie kryštalizačných podmienok pod vplyvom rekryštalizačných a resorbčných procesov.

Značná variabilita nameraných hodnôt spôsobila nerovnomernú distribúciu prvkov v zirkónoch danej lokality a do istej miery aj ich nerovný povrch, ktorý sa prejavuje ako naleptaný, s početnými inklúziami, z ktorých mnohé sú xenotímom. Jadrá možno vysvetliť kontamináciou.

TAB. 1

Mikrosondové analýzy zirkónov z granitoidných hornín Čiernej hory s vyznačením morfometrických typov zŕn a jednotlivých fáz kryštalizácie
Microprobe analysis data of zircons from the granitoids of Čierna hora Mts., showing also the morphometric types of the analysed grains and the crystallization phases

Č. vz.	Anal.	Typ zrna	Fáza	SiO ₂	ZrO ₂	HfO ₂	ThO ₂	P ₂ O ₅	UO ₂	Y ₂ O ₃	Suma	
1	75	S ₂₋₃	2a	32,68	65,02	1,16	0,02	-	0,00	0,09	99,22	
	77		2a	32,55	65,06	1,22	0,00	-	0,00	0,01	99,09	
	78		2b	32,81	64,62	0,97	0,00	-	0,00	0,04	98,68	
	79	3	2b	32,35	64,57	1,48	0,02	-	0,12	0,19	99,05	
	80		3	31,95	63,51	1,58	0,00	-	0,37	0,53	98,55	
	81		3	32,09	64,27	1,64	0,04	-	0,31	0,30	99,14	
	82	S ₁₂	3	31,97	64,43	1,70	0,01	-	0,29	0,27	99,12	
	86		2b	32,70	65,81	1,21	0,00	-	0,00	0,29	100,56	
	87		2b	32,90	66,15	1,19	0,00	-	0,00	0,25	100,98	
	88	S ₃	2b	32,43	65,74	1,47	0,00	-	0,02	0,20	100,66	
	98		2b	32,76	65,88	1,41	0,04	-	0,01	0,01	100,37	
	99		2b	32,53	65,30	1,20	0,02	-	0,03	0,19	99,70	
	100	3	3	32,28	62,27	1,35	0,12	-	0,34	0,62	99,39	
	101		3	32,21	65,09	0,17	0,09	-	0,35	0,26	100,01	
	107		S ₁₋₆	2a	31,62	63,72	0,89	0,02	-	0,00	0,10	96,54
	108	3		30,04	59,55	2,00	0,01	-	0,69	0,55	93,72	
	110	3		29,92	58,71	1,50	0,20	-	0,80	0,60	92,24	
	111	S ₈	3	30,23	60,36	1,40	0,01	-	0,00	0,02	92,26	
119	2a		32,69	65,95	1,07	0,08	-	0,08	0,37	100,53		
120	2b		32,73	65,92	1,34	0,02	-	0,00	0,17	100,41		
2	48	S ₇	2a	32,70	65,18	0,83	0,04	-	0,00	0,20	99,21	
	50		2b	32,55	65,10	1,40	0,00	-	0,00	0,00	99,24	
	51		2b	32,60	66,11	1,19	0,00	-	0,00	0,00	100,08	
	65	S ₁	2a	32,33	65,77	0,96	0,05	-	0,08	0,19	99,66	
	66		2b	32,31	65,37	1,52	0,02	-	0,05	0,06	99,68	
	69	3	3	32,33	65,05	1,65	0,04	-	0,20	0,26	99,94	
	71		S ₁₂	2a	32,26	65,07	1,53	0,00	-	0,08	0,04	99,23
	72			2a	32,40	65,38	1,57	0,02	-	0,00	0,00	99,48
3	131	S ₁₇	2a	31,73	66,43	1,33	0,03	-	0,06	0,29	100,15	
	132		2b	31,90	66,63	1,38	0,04	-	0,02	0,07	100,24	
	133		2b	31,97	67,42	1,29	0,00	-	0,00	0,01	100,89	
	136	S ₁₁₋₁₂	2a	31,64	67,17	1,10	0,09	-	0,04	0,20	100,49	
	137		2a	32,40	66,15	1,18	0,02	-	0,01	0,03	100,00	
	139		2b	31,63	66,92	1,46	0,01	-	0,00	0,03	100,22	
	140	2b	31,64	66,52	1,39	0,01	-	0,00	0,01	99,77		
	150		S ₁₇	31,66	66,78	1,36	0,02	-	0,00	0,01	100,03	
151	31,20			66,18	1,42	0,00	-	0,00	0,36	99,73		
4	124	S ₁₃	2b	32,80	65,65	1,42	0,00	-	0,00	0,00	100,03	
	125		2b	32,71	66,28	1,37	0,31	-	0,00	0,06	100,93	
	133	S ₂₂	2b	33,08	66,32	1,44	0,01	-	0,06	0,09	101,20	
	134		2b	33,07	66,21	1,40	0,18	-	0,03	0,05	101,14	
	277	S ₁₇	2a	32,14	63,47	0,90	0,58	-	0,41	0,28	98,13	
	281		2b	32,79	66,60	1,46	0,01	-	0,00	0,02	101,07	
	283	S ₁₇	2a	32,86	66,37	1,19	0,06	-	0,06	0,22	101,02	
	284		2b	32,90	66,22	1,30	0,05	-	0,06	0,23	101,00	
	288		2a	32,92	66,68	1,43	0,01	-	0,03	0,02	101,24	
5	1	S ₄	2a	32,57	63,45	1,50	0,02	0,15	0,00	1,37	97,82	
	2		2b	32,63	65,13	1,62	0,00	0,12	0,00	0,00	99,51	
	9	3	3	32,22	64,40	2,11	0,00	0,16	0,09	0,07	99,05	
	11		S ₁	1	31,87	63,28	1,01	0,35	0,21	0,30	0,55	97,57
	17			2b	32,49	64,71	1,56	0,00	0,13	0,03	0,00	98,93
	19	3	3	31,77	63,31	1,60	0,02	0,52	0,26	0,44	97,92	
	20		1	32,21	63,21	1,09	0,27	0,22	0,18	0,60	98,01	
6	204	G ₁	3	28,69	56,38	2,37	0,06	-	0,80	1,13	90,92	
	205		3	31,04	62,97	1,82	0,02	-	0,64	0,43	97,62	
	208	L ₅	3	30,94	64,23	2,51	0,00	-	0,30	0,14	98,49	
	209		3	31,08	64,69	2,50	0,01	-	0,30	0,10	98,97	
	210		3	31,08	65,00	2,83	0,01	-	0,29	0,04	99,47	

Pokračovanie tab.1 - Continuation of Tab.1

Č. vz.	Anal.	Typ zrna	Fáza	SiO ₂	ZrO ₂	HfO ₂	ThO ₂	P ₂ O ₅	UO ₂	Y ₂ O ₃	Suma
7	90	S ₇	1a	32,73	66,49	0,88	0,12	-	0,10	0,24	100,80
	92		2	32,24	58,02	1,67	0,00	-	0,09	0,13	92,50
	95	S ₂₋₇	1a	31,96	61,40	1,05	0,16	-	0,21	1,28	96,82
	96		2	25,34	63,69	1,55	0,00	-	0,01	0,24	91,33
	97		3	32,48	65,54	1,58	0,00	-	0,03	0,29	100,25
	107	S ₂	1a	32,70	66,73	1,17	0,01	-	0,00	0,06	100,97
	108		1b	32,68	65,99	1,44	0,00	-	0,01	0,00	100,32
	110		2	32,40	65,73	1,51	0,00	-	0,02	0,12	100,22
	111		3	29,81	53,95	1,74	0,26	-	1,03	1,69	90,45
	118	S ₁₋₆	1	32,76	66,49	1,20	0,00	-	0,00	0,00	100,65
	120		3	31,17	62,34	2,03	0,02	-	0,41	0,39	97,17
	122		2	32,01	64,07	1,59	0,00	-	0,13	0,58	99,16
8	36	S ₂₋₇	1	32,86	65,04	1,05	0,00	0,04	0,00	0,00	98,99
	38		1	32,79	64,50	1,12	0,02	0,07	0,00	0,03	98,51
	40		2	32,17	64,07	1,47	0,01	0,37	0,01	0,18	98,27
	44		2	31,68	63,26	1,64	0,02	0,72	0,11	0,49	97,92
	49		2	31,46	62,76	1,70	0,01	0,83	0,17	0,55	97,48
	50	L ₁₋₃	2	32,99	63,82	1,29	0,03	0,10	0,01	0,05	98,22
	54		3	31,18	62,76	2,76	0,03	0,40	0,28	0,19	97,60
	55		3	30,12	41,19	2,20	0,48	1,28	1,09	1,23	77,60
	57	S ₂	1	32,41	63,85	1,34	0,00	0,31	0,00	0,17	98,09
	59		1	31,96	63,55	1,49	0,00	0,45	0,00	0,29	97,75
	61		2	31,95	63,96	1,61	0,03	0,52	0,07	0,40	98,54
	62		3	30,17	59,75	2,33	0,08	0,76	0,40	0,79	94,27
9	24	S ₁₁	1	32,36	64,07	0,89	0,01	-	0,00	0,56	98,10
	30		2	31,26	62,41	1,76	0,00	-	0,30	0,24	96,97
	31		3	30,96	65,01	2,46	0,00	-	0,27	0,03	99,86
	33	S ₁₂	1a	32,26	64,32	1,00	0,03	-	0,00	0,32	98,12
	36		1b	32,22	63,75	1,43	0,02	-	0,00	0,07	97,72
	38		2	32,01	62,85	1,75	0,00	-	0,15	0,01	97,08
	41	S ₆	1a	32,38	64,19	1,07	0,00	-	0,00	0,04	97,93
	42		2	31,53	62,81	1,78	0,01	-	0,13	0,14	97,20
	68	L ₂	1b	32,51	64,54	1,64	0,08	-	0,09	0,14	99,25
	70		2	30,95	59,60	1,51	0,02	-	0,74	0,90	95,37
	72	S ₁₁	1a	32,51	63,61	1,32	0,11	-	0,07	0,28	98,29
	75		2	31,70	62,66	1,80	0,00	-	0,33	0,26	97,77
	77		1b	32,62	65,24	1,34	0,00	-	0,00	0,00	99,46
	88	L ₂	3	30,73	60,96	2,17	0,02	-	0,55	0,43	95,74
	89		3	31,41	62,92	2,23	0,00	-	0,60	0,12	97,72

1 - Ťahanovce I, 2 - Ťahanovce II, 3 - Sokol, 4 - Sopotnica, 5 - Košická Belá, 6 - Šibenia hora, 7 - Vyšná dolina, 8 - Predná dolina, 9 - Miklušovce

Z nameraných údajov sa zostrojil diagram Y₂O₃ - HfO₂ a ThO₂ - UO₂ na obr. 14. Pre lokalitu Šibenia hora sa mohla vyčleniť len 3. fáza kryštalizácie zirkónov („neónarastková“). Hodnoty ThO₂ sú maximálne do 0,1 % a hodnoty UO₂ 0,1 - 0,75 %. Hodnoty Y₂O₃ sú vysoké, ale veľmi variabilné a pohybujú sa do 2 %. Aj hodnoty HfO₂ sú vysoké: 1,8 - 2,1 %. Pribeh vektora TET2 je na obr. 19.

Lokalita Vyšná dolina (AG)

Morfometricky bolo určených 150 zrn zirkónov. Podstatnú časť tvoria tmavé ružovofialové zirkóny, ktoré sú pomerne málo priehľadné a vo veľkej miere postihnuté mikropuklinami naprieč kryštálom. Len málo je svetloružových, priehľadných. Sú tu však aj žltohnedé zirkóny, a to málo priehľadné a popretkávané priečne mikrotrhlinami, ako aj zirkóny rozdielne vyvinuté na oboch koncoch kryštálu. Pod binokulárom, ale výraznejšie na elektrónovej mikroskopičke možno v strede

zrn pozorovať „jadrá“. Inklúzie sú zvyčajne v strede kryštálov.

Kryštalizácia sa začala pri teplote 800 °C, charakteristickým typom je S₁₇ a končila sa pri teplote 600 °C typom L₁, L₂, L₃ a L₄.

Vypočítané hodnoty ťažísk vzorky vynesené do príslušného diagramu padajú do oblasti, v ktorej sa kryje oblasť 1 - aluminioznych leukogranitov s oblasťou 2 - (sub)autochtónnych monzogranitov - granodioritov a oblasťou 3 - intruzívnymi aluminioznymi monzogranitmi - granodioritmi. Z priebehu diagramu TET2 vyplýva, že sa vzorka AG začína aj končí v rovnakej teplotnej triede ako vzorka HAG, ale má iný charakter priebehu (obr. 19).

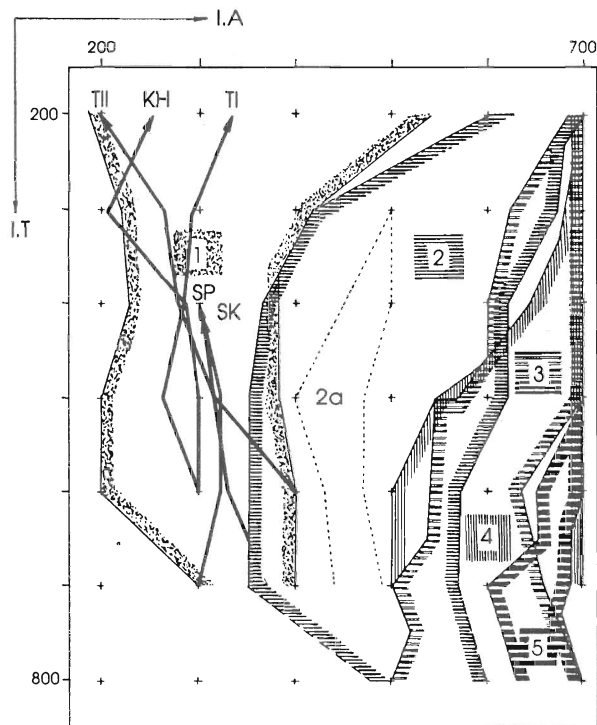
Analytické hodnoty namerané elektrónovou mikroskopičkou CAMEBAX sú v tab. 1. Podľa analýz boli vynesené fázy kryštalizácie zirkónu každého kryštálu.

V diagrame Y₂O₃ - HfO₂ (obr. 15) je vyvinutá fáza kryštalizácie zirkónov 1a, 1b, 2 a 3. Fáza kryštalizácie 1a má vysoké hodnoty Y₂O₃, a to do 1,2 %, ale nízke hodnoty HfO₂ (od 0,8 - 1,2 %). Fáza kryštalizácie 1b lokality má hodnoty

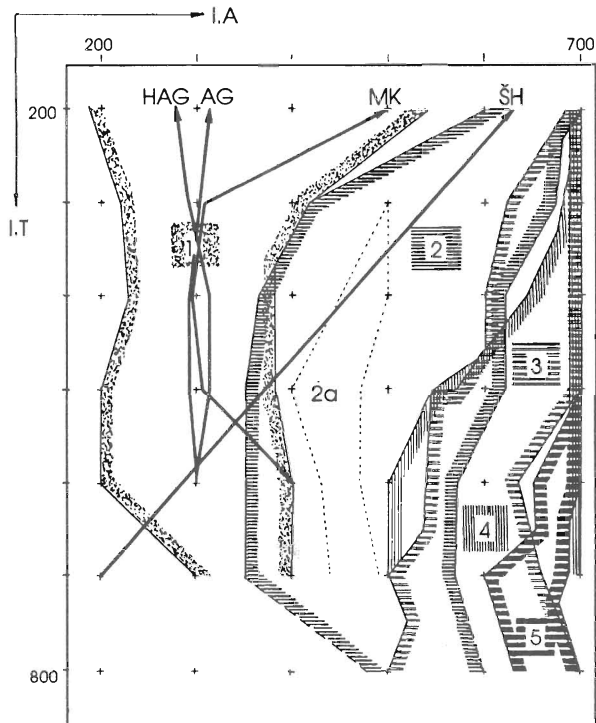
HfO₂ 1,35 - 2,1 %, ale hodnoty Y₂O₃ sú veľmi nízke (max. do 0,09 %). Oblasť kryštalizácie 2 (magmatická) má hodnoty Y₂O₃ do 0,5 % a pomerne vysoké sú hodnoty HfO₂, a to od 1,3 - 1,95 %. Oblasť kryštalizácie 3 má vysoké hodnoty Y₂O₃ od 0,4 - 0,6 %. Hodnoty HfO₂ sú vysoké t.j. od 1,8 - 2 %. V diagrame ThO₂ - UO₂ sa podľa nameraných hodnôt vyčlenila fáza kryštalizácie zirkónov 1, 2 a 3. Prvá fáza má nízke hodnoty UO₂ (do 0,1 %) aj ThO₂ (do 0,2 %). 2. fáza je charakteristická vyššími hodnotami UO₂ ako 0,3 %, ale hodnota ThO₂ je iba 0,1 %. 3. fáza má relatívne vysoké hodnoty UO₂ (od 0,4 do 1 %) a ThO₂ (do 0,3 %).

Lokalita Predná dolina (HAG)

Maximálny výskyt má typ S₂. Hlavná fáza kryštalizácie zirkónov bola pri teplote 650 °C. Kryštalizácia sa začala pri 800 °C a sprevádzal ju vznik typu S₁₇, končila sa pri teplote 600 °C, čo reprezentuje typ L₁, L₂ a L₃ (oproti vzorke AG sa tu typ L₄ nevyskytuje). Zirkóny sú veľmi podobné zirkónom z predchádzajúcej vzorky AG, ale v tejto vzorke je viac inklúzií, a to aj čiernej, resp. červenej farby, ktoré majú rudný charakter. Najviac je žltomnedých a tmavých ružovofialových nepriehľadných kryštálov



Obr. 18. Rozloženie vektorov evolučných trendov TET2 granitoidných hornín Čiernej hory z lokalít: TI - Ťahanovce, TII - Ťahanovce, SK - Sokol, SP - Sopotnica, KH - Košická Belá. 1 - granity kôrového alebo prevažne kôrového pôvodu, 2 - vápenato-alkalické granity, 2a - K-vápenato-alkalické granity, 3 - subalkalické granity, 4 - subsolvne alkalické granity, 5 - hypersolvne alkalické granity.
Fig. 18. The cumulative TET2 evolution trend diagram of the Čierna hora granitoids: TI - Ťahanovce, TII - Ťahanovce, SK - Sokol, SP - Sopotnica, KH - Košická Belá. 1 - granites of crustal or mainly crustal origin, 2 - calc-alkaline granites, 3 - K-calc-alkaline granites, 3 - subalkaline granites, 4 - subsolvus alkaline granites, 5 - hypersolvus alkaline granites.



Obr. 19. Rozloženie vektorov TET2 granitoidných hornín Čiernej hory z lokalít: AG - Vyšná dolina, HAG - Predná dolina, MK - Miklušovce, ŠH - Šibená hora. Názvy polí diagramu sú uvedené pri obr. 18.

Fig. 19. The cumulative TET2 evolution trend diagram of the Čierna hora granitoids: AG - Vyšná dolina, HAG - Predná dolina, MK - Miklušovce, ŠH - Šibená hora. For field names see Fig. 18.

zirkónu a v menšej miere sú tu aj ružové, priehľadné kryštály. Vyskytujú sa tiež porušené zrná zirkónov s nepravidelnou sieťou puklín, ako aj polámané kryštály.

Podľa vypočítaných ťažísk IA a IT, vynesných do diagramu obr. 20, vzorka padá do podobnej oblasti ako AG. Pribeh vektora TET2 ukazuje obr. 19. V diagrame Y₂O₃ - HfO₂ na obr. 16 je vyznačená fáza kryštalizácie zirkónov 1, 2 a 3. Oblasť 1 má relatívne nízke hodnoty HfO₂ (1,0 - 1,4 %) a hodnoty Y₂O₃ maximálne do 1 %. Oblasť 2 má obsah HfO₂ 1,3 - 1,75 % a Y₂O₃ do 1 %. Oblasť 3. fázy má vysoké hodnoty HfO₂ (nad 2 %), ako aj Y₂O₃ (do 2 %).

V diagrame ThO₂ - UO₂ je vyznačená fáza 1, 2 a 3. Pre oblasť fázy 1 je charakteristická hodnota ThO₂ aj UO₂ do 1 %. Pre oblasť 2 sú hodnoty obsahu ThO₂ do 0,1 % a UO₂ do 0,3 %. Oblasť 3 má hodnotu UO₂ do 1 % a ThO₂ do 0,6 %.

Lokalita Miklušovce (MK)

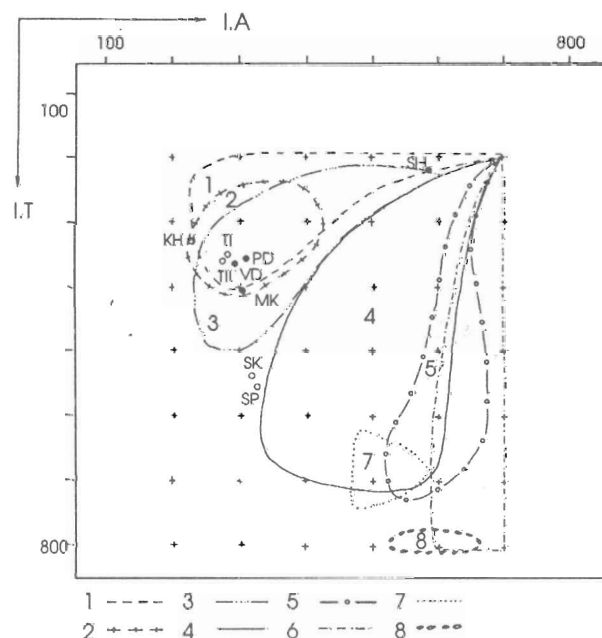
V tejto vzorke sú zirkóny pomerne silne porušené mikropuklinami orientovanými naprieč zfm. Najčastejšie sú tmavšie, ružovofialové zirkóny, pomerne málo priehľadné a v menšej miere svetloružové, priehľadné zirkóny. Obmedzenie kryštálov je pomerne dobré, ale miestami sú zrná zaoblené. Sú tu aj kryštály s jedným porušeným koncom. Inklúzie v zirkónoch sú nepravidelne rozmiestnené, najčastejšie ich tvorí apatit alebo zirkón, ojedinele sú

usporiadané pozdĺž stredy celého zrna kryštálu. Pod binokulárom možno v niektorých kryštáloch zirkónu pozorovať „jadrá“.

Hranice medzi jadrom a okolím alebo zónami vyjadrujúci neskôršie narastanie kryštálového zrna zirkónu sú zvyčajne trhlina, resp. nedokonalosťami v skúmaných zirkónoch a vykazujú podstatné variácie v kompozícii v porovnaní s hostiteľským kryštálom. Zaoblené jadrá zirkónov môžu reprezentovať zirkóny vzniknuté v ranej magmatickej fáze. Sú to zdedené zirkóny a tvoria zárodky nových zirkónových kryštálov.

Začiatok kryštalizácie bol sprevádzaný typom S_{17} a S_{18} a odohral sa pri teplote 800 °C. Hlavná fáza kryštalizácie zirkónov bola pri teplote 750 - 650 °C a reprezentuje ju typ S_{12} , S_7 a S_2 . Kryštalizácia zirkónov sa skončila pri 600 °C, a to typom L_4 . Pribeh vektora TET2 ukazuje obr. 19.

Podľa hodnôt ťažísk táto vzorka padá do oblasti 2 - (sub)autochtónne monzogranity - granodiority, ktorá sa kryje s oblasťou 3 - vápenato-alkalické, a K - vápenato-alkalické granity (obr. 20).



Obr. 20. Rozloženie granitoidných hornín v typologickom diagrame podľa Pupina (1980, 1985 - modifikovanom) z lokalít: TI - Ťahanovce, TII - Ťahanovce, SK - Sokof, SP - Šopotnica, KH - Košická Beľá, ŠH - Šibená hora, VD (AG) - Vyšná dolina, PD (HAG) - Predná dolina, MK - Miklušovce. A, T - indexy relatívneho vývoja pyramídálnych a prizmatických plôch. 1 - aluminózne leukogranity, 2 - (sub)autochtónne monzogranity-granodiority, 3 - intruzívne aluminózne monzogranity-granodiority, 4 - granity vápenato-alkalickej a K-vápenato-alkalickej série, 5 - granity subalkalickej série, 6 - granity alkalické série, 7 - kontinentálne tholeitické granity, 8 - granity tholeitické oceanickej série. Fig. 20. Distribution of the centres of gravity of the studied granitoid rocks in the modified Pupin (1980, 1985) diagrams. A, T - indices showing the relative development of prismatic and pyramidal faces. 1 - aluminous leucogranites, 2 - (sub)autochthonous monzogranites-granodiorites, 3 - intrusive aluminous monzogranites-granodiorites, 4 - calc-alkaline and K-calc-alkaline series granites, 5 - subalkaline series granites, 6 - alkaline series granites, 7 - continental tholeiitic granites, 8 - oceanic tholeiitic series granites.

Elektrónovou mikrosondou sa vykonalo 89 analýz zo 17 kryštálov zirkónov morfometrického typu S_{18} , S_3 , S_{12} , S_1 , S_{11} , S_6 , S_{13} , L_2 a S_7 , ktoré sú pre lokalitu Miklušovce charakteristické. Výsledky sú v tab. 1.

V diagrame Y_2O_3 - HfO_2 na obr. 17 sa podľa namerených hodnôt vyčlenila fáza kryštalizácie zirkónov 1a, 1b, 2 a 3. Oblasť fázy 1a je charakteristická veľmi vysokými hodnotami Y_2O_3 , a to až do 1,5 %, kým hodnoty HfO_2 sú nízke (0,9 - 1,3 %). Oblasť fázy 1b má hodnoty Y_2O_3 do 0,6 % a HfO_2 je vyššie ako pri oblasti kryštalizácie 1a, a to 1,2 - 1,65 %. Oblasť 2. fázy má v diagrame Y_2O_3 hodnoty do 0,9 % a HfO_2 1,35 - 2,1 %. Oblasť 3. fázy má Y_2O_3 do 1,1 % a vysoké hodnoty HfO_2 (od 1,6 - 2,2 %). Diagram ThO_2 - UO_2 tejto lokality má vyvinutú fázu kryštalizácie zirkónov 1, 2 a 3. 1. fáza kryštalizácie má obsah UO_2 okolo 0 až do 0,1 % a ThO_2 maximálne 0,3 %, 2. fáza UO_2 0,1 - 0,65 % a ThO_2 do 0,1 %. 3. fáza kryštalizácie má hodnoty najvyššie (hodnoty UO_2 z tejto lokality od 0,22 - 0,8 % a hodnoty ThO_2 do 0,1 %).

Diskusia

V granitoidoch hlavnej intruzívnej fázy je obsah a množstvo akcesorických minerálov, a tým aj zirkónu oveľa vyšší ako v horninách žilnej série a v muskovitických granitoch. Tento rozdiel je pozorovateľný medzi vzorkami lokality Ťahanovce (granodiorit), Sokof, Šopotnica (tonality), Košická Hámre (granit) a aplitmi z lokality Miklušovce, Vyšná dolina, Predná dolina a Šibená hora.

V granitoidoch centrálnej časti masívu prevládajú dlhoprizmatické zirkóny a v jeho endokontaktných častiach sú prevažne zirkóny s krátkoprizmatickým habitom alebo izometrické zirkóny, ako to bolo zrejmé pri vzorkách lokality Ťahanovce pri strednozrnnom biotitickom granodiorite, tvoriacom centrálnu časť masívu, a pri biotitickom granodiorite s porfyrickými výrastlicami živca z okrajovej časti.

Pomer Zr/Hf je v horninách rozličného veku rôzny, pri zirkónoch hercýnskeho veku je 38. Pomer týchto prvkov spracovaných vzoriek granitoidných hornín Čiernej hory je v tab. 1.

Pri pozorovaní REM mali separované zirkóny prevažne idiomorfne obmedzenie kryštálov, ale boli aj kryštály na koncoch (hlavne vo vzorke MK) mierne zaoblené alebo polámané (skoro vo všetkých lokalitách, ale najvýraznejšie v ŠH). Tmavá centrálna zóna pozorovaná pod týmto mikroskopom pripomína zdedené „jadro“, v ktorom sú inklúzie. Mnohé kryštály majú jemné zónovanie a zaoblené „jadrá“ obklopené svetlým lemom. Vyskytujú sa aj zrná zirkónov, v ktorých toto jemné zónovanie sriedajú široké a pravidelné zóny, čo svedčí o tom, že neskôr kryštál rástol v pevnej fáze. Tieto pozorovania naznačujú, že zdedené „jadrá“ so zjavne magmatickou charakteristikou (jemné, pravidelné zónovanie), zaokrúhlené ako klastické ťažké minerály sedimentov, môže obklopovať okraj metamorfovaného zirkónu a môžu byť čiastočne rekryštalizované. Kontrola zonality vonkajšieho tvaru kryštálových zrn je asi výsledkom interakcie s okolitými minerálmi. „Jadrá“ tvoria asi 1/3 veľkosti celého kryštálu.

Chemické zloženie zirkónov magmatických fáz odzrkadľuje plášťovú, kôrovú alebo hybridnú povahu pôvodu

granitov, ako aj oceánicky alebo kontinentálny charakter. Geochemický charakter zirkónov osvetľuje rôzne fázy magmatického štádia ich kryštalizácie. Metóda založená na pozorovaní povahy distribúcie prvkov v nich umožňuje „rekonštrukciu“ udalostí vývoja granitickej magmy. Pomerne ľahko sa zisťuje hlavne genetická charakteristika homogénnych granitických telies, z ktorých zirkóny poskytujú informácie o primárnej kryštalizácii hostiteľských hornín bez ovplyvnenia tektonickými alebo metamorfnými udalosťami, a to sledovaním rozdielov distribúcie a obsahu vzácnych prvkov v zirkónoch. Špecifikácia geochemického charakteru umožňuje určiť pôvod magmy. Štúdium reliktného „jadra“ dovoľuje poukázať na protolit pre anatektickú mobilizáciu. Štúdium „jadier“ kontaminovaných zirkónov, ktoré postihla kontaminácia v rozdielnych periódach magmatického štádia, zvyrazňuje úlohu javov odmiešavania.

Vplyv neskoršieho narastania zirkónov („neonárastky“) vyzdvihuje úlohu primárnych roztokov a kryštalizáciu neskoršieho zirkónu vo zvyškových taveninách.

Vo vyvretých horninách s relatívne suchou magmou, ako je to v granitoidných horninách Čiernej hory, zirkóny kryštalizovali hlavne v ranej fáze a populácie majú v typograme malú disperziu.

Teplota kryštalizácie ovplyvňujúca vývoj prizmatických plôch (100) a (110), ako aj úloha vody boli pri kryštalizácii zirkónov najdôležitejšie faktory.

Rovnako nie je jednoduché vysvetliť variácie obsahu REE. Variácie Y možno pozorovať medzi rozličnými druhmi zirkónov, ako aj časťami kryštálov, čo znamená, že sa zirkón mohol formovať v rozličných štádiách magmatickej kryštalizácie, resp. sa viac-menej mohol zmeniť a podľaňuť účinkom na seba nadväzujúcich, resp. súčasne sa vyskytujúcich procesov, čo malo vplyv na geochemické zloženie zirkónov a dá sa zistiť len elektrónovým mikroskopom.

Ak má zirkón nerovný, resp. drsný povrch, ako je to osobitne výrazné pri vzorke ŠH, kde zirkóny na povrchu majú veľa nerovností, je „korodovaný“ a jeho hraný sú často poškodené. Môže to svedčiť aj o poklese obsahu niektorých prvkov, ktoré boli pravdepodobne odňaté. Niektoré nerovnosti sú často vyplnené inklúziami xenotímu bohatého na Y.

Ak má stredná zóna kryštálov identickú kompozíciu s celým zirkónom, znamená to, že sa vyvíjala v identických podmienkach tej istej magmatickej genetickej fázy. Vidieť to na obr. 2, kde je v centrálnej časti zirkónu vyvinutá fáza 2a.

Zónované zirkóny majú buď homogénne zloženie, alebo vykazujú oscilujúcu distribúciu medzi zónami. V prípade homogénneho zloženia majú zirkóny vzniknulé v magmatickom štádiu nezvyčajne vysoký obsah Hf (4 až 9 %). Ostatné majú straty alebo zmeny obsahu prvkov (Fe, Al ...) a možno ich dať do súvislosti s ďalšími geologickými procesmi.

Hranice medzi jadrom a zónami, resp. „neoprirastkami“, trhliny a iné nedokonalosti svedčia o rozličných geologických zmenách v procese ich kryštalizácie a vykazujú variácie v kompozícii jedného zrna zirkónu.

Záver

Na základe charakteristiky separovaných zirkónov z granitoidných hornín Čiernej hory možno konštatovať, že sa kryštalizácia zirkónov bujanovského komplexu začala skôr (pri 850 °C) ako miklušovského komplexu (pri 800 °C). Podľa výsledkov morfologetickej klasifikácie zirkónov v bujanovskom komplexe kryštalizovali ako prvé súčasne obidve telesá Sokol a Sopotnica a neskôr (pri 800 °C) kryštalizovali zirkóny ťahanovského telesa a telesa lokality Košická Belá. Kryštalizácia zirkónov lokality Sokol a Sopotnica sa skončila pri teplote 700 °C a lokality Ťahanovce a Košická Belá pri 600 °C. V miklušovskom komplexe bol počiatok kryštalizácie zirkónov pri 800 °C, keď kryštalizovali vzorky z lokality Predná dolina, Vyšná dolina, ako aj Miklušovce. Kryštalizácia sa skončila pri rovnakej teplote ako v bujanovskom komplexe, t.j. pri 600 °C, a to na všetkých lokalitách (HAG, AG, MK). Vo vzorke ŠH z lodinského komplexu je málo zirkónov kryštalizovaných pri 850 °C a jej hlavná fáza bola v záverečnej etape kryštalizácie pri 600 °C.

Alkalinita prostredia kryštalizácie telies obidvoch komplexov, ako aj vývoj trendových kriviek boli odlišné. V miklušovskom komplexe pri vzorkách z Prednej doliny a Vyšnej doliny bola alkalinita rovnaká, pri konci kryštalizácie zirkónov mierne odlišná, pričom vzorka z Vyšnej doliny mala alkalickéjšie prostredie. Pri vzorke z Miklušoviec bolo prostredie na začiatku kryštalizácie alkalickéjšie, potom sa zmenilo na kyslejšie a na konci kryštalizácie sa opäť výrazne zmenilo na alkalickéjšie.

V bujanovskom komplexe mala podobné podmienky vzorka SK a SP, pričom na začiatku kryštalizácie boli rozdielne, ale pri vzorke SP bol trend vývoja smerom ku kyslému a pri vzorke SK k alkalickéjšiemu prostrediu. Od teploty 800 °C mali rovnaké podmienky až po skončenie kryštalizácie zirkónov. Pribeh kryštalizácie vzorky TI a TII bol spočiatku rovnaký, potom sa pri 750 °C zmenil na opačný v obidvoch vzorkách, pričom pri 700 °C mali rovnaké podmienky, ktoré sa opäť zmenili až po skončení kryštalizácie pri 600 °C, keď vzorka TII mala kyslejšie prostredie ako vzorka TI. Vzorka KH mala podobné podmienky alkalinity prostredia ako SP a SK až po 700 °C, keď stúpala kyslosť prostredia (do 650 °C), ktoré sa opäť zmenilo na alkalickéjšie.

Hlavná fáza kryštalizácie zirkónu sa v bujanovskom, ako aj miklušovskom komplexe menila pri jednotlivých lokalitách. V bujanovskom komplexe bola pri teplote od 800 °C (typ S₁₂, vzorka SP a SK), potom 700 °C - 650 °C (typ S₇ a S₂, vzorka TI, TII) a napokon 600 °C (typ L₁, vzorka KH).

V miklušovskom komplexe bola hlavná fáza kryštalizácie zirkónov od 700 °C (typ S₇, vzorka AG) a skončila sa pri 650 °C (typ S₂, vzorka HAG), pričom pri vzorke MK prebiehala kryštalizácia plynule od 750 °C (typ S₁₂) po 650 °C (typ S₂).

Po vnesení ťažísk zirkónových populácií možno konštatovať, že bujanovský aj miklušovský komplex spadajú do oblastí podobných podmienok vzniku hornín.

V miklušovskom komplexe vo vzorkách možno v zirkónoch pozorovať vyvinutú predmagmatickú fázu kryšta-

lizácie, ktorá má dobre pozorovateľnú skorú a neskorú fázu (odlišenú 1a, 1b), ďalej magmatickú fázu kryštalizácie, ako aj neonárastkovú. Najlepšie viditeľná predmagmatická fáza kryštalizácie je pri zirkónoch z lokality Miklušovce. V menšom počte sa vyskytujú „jadrá“ aj pri zirkónoch z Prednej doliny a Vyšnej doliny. V bujanovskom komplexe možno predmagmatickú fázu kryštalizácie zirkónov pozorovať len vo výnimočných prípadoch, čo svedčí o kontaminácii, resp. asimilácii hornín. V ňom je v zirkónoch vyvinutá magmatická fáza kryštalizácie odlišená ako skoršia (2a) a neskoršia (2b), ako aj neonárastková (označená ako 3).

Literatúra

- Broska, I. 1986: Tipomorfnyje akcesornyje mineraly granitoidov krystallinikuma Maloj Fatry. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 6, 693 - 707.
- Jablonská, J. 1992: Mineralizácia spojená s granitoidmi Čiernej hory. [Kandidát. dizert. práca.]. *Manuskript - archív KGaM TU Košice*, 1 - 210.
- Jablonská, J. et al. 1992: The development of potencialities of zircon morphometry. *Geol. Carpath.* (v tlači).
- Jacko, S. et al. 1975: Záverečná správa výskumnej úlohy č. II-8-4/7. *Manuskript - archív KGaM BF VŠT Košice*, 1 - 150.
- Jacko, S. 1985: Litostratigrafické jednotky kryštalinika Čiernej hory. *Geol. Práce, Spr.*, 82, 127 - 133.
- Jacko, S. & Petrik, I. 1987: Petrology of the Čierna hora Mts. Granotoid rocks. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 38, 5, 515 - 544.
- Jacko, S. 1992: Some problems of the pre-Alpine structure of the Western Carpathians. *Conf. Special Volum of IGCP Project No. 276. GUDŠ Bratislava*, 67 - 77.
- Merlet, C. & Bodinier, J. L. 1990: Electron microprobe determination of minor and trace transition elements in silicate minerals: a method and its application to mineral zoning in the peridotite nodule PHN 1611. *Chem. Geol.*, 83, 55 - 69.
- Pupin, J. P. 1976: Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. *Applications. Thèse Doct. d'Etat, Sci., Nice*, 394.
- Pupin, J. P. 1988: Granites as indicators in paleogeodynamics. *Bull. Soc. Ital. Mineral.*, 20.
- Pupin, J. P. 1992: Les zircons des granites océaniques et continentaux: couplage typologie-geochemie des elements en traces. *Bull. Soc. Géol. France*, 163, 4, 495 - 507.
- Zircons were separated from 9 specimens from Čierna hora Mts. region (Fig.1). The zircons from localities Ťahanovce (TI, TII), Sokol' (SK), Sopotnica (SP), Košická Belá (KH), Šibená hora (ŠH), Vyšná Dolina (AG), Predná Dolina (HAG) and Miklušovce (MK) were separated in heavy liquids.
- The zircons were morphometrically classified according to the Pupin's method, but the colour, inclusions and fissures were also characterised. For every specimen the mean point, TET1 and TET2 were calculated. On the basis of these, the trends of crystallization were shown. The TETs enabled the assessment of the changes in the aluminium/alkali antagonism and of the temperature of crystallization of the analysed specimens.
- On a number of grains of selected morphometrical types from every locality, microprobe analyses were made (for SiO_2 , ZrO_2 , HfO_2 , Y_2O_3 , ThO_2 and UO_2). The analyses were made in such a manner that enabled the definition of the magmatic phases of the zircons. Presently 3 main magmatic phases can be discriminated: premagmatic (1a,1b), magmatic proper (2a,2b) and tardimagmatic (3). The data obtained on the grain populations were plotted into HfO_2 - Y_2O_3 and ThO_2 - UO_2 diagrams (Pupin, 1992), where the crystallization milieu of the various phases could be deciphered.
- The zircons from the Bujanová complex started to crystallize earlier (at 850 °C) than in case of specimens from the Miklušov complex (800 °C). The zircons from localities Sokol' and Sopotnica

(Bujanová complex) crystallized earlier (850 °C). The crystallization of zircons from loc. Ťahanovce and Košická Belá occurred somewhat later (at 800 °C). The final stage of crystallization of zircons from Sokol' and Sopotnica localities occurred at 700 °C, from loc. Ťahanovce at 600 °C and loc. Košická Belá at somewhat below 600 °C. The crystallization of zircons from specimens Predná and Vyšná Dolina and Miklušovce localities started at 800 °C, and ended at 600 °C. For zircons from loc. Šibená hora (belonging to the Lodina complex) the crystallization temperature range is 850 - 600 °C. The main crystallization phase for specimens from the Bujanová complex was at 800-750 °C (S_{12} , S_{17}) in case of specimens from Sopotnica and Sokol' localities, 700-650 °C (S_7 , S_2) in case of specimens Ťahanovce I, Ťahanovce II, 650-600 °C (S_2 , L_1) in case of specimen Košická Belá. For specimens from Miklušovce complex the main crystallization phase occurred at 700 °C (S_7) in case of specimen Predná Dolina, 650 °C (S_2) in case of specimen Vyšná Dolina and 750 - 650 °C (S_{12} , S_7 , S_2) in case of specimen Miklušova. The main phase in case of Š. Hora is at 600 °C (L_5 - G_1). Specimens from the Miklušovce complex show the development of phases 1a,1b, 2 and 3. In the Bujanová complex phase 1 is very rare and statistically insignificant. Phases 2a,2b and 3 are developed in these specimens. Only phase 3 is developed in case of specimen Šibená hora (Lodina complex). These results are concordant with the findings of Jacko (1975).

Extenzná tektonika západného úseku styčnej zóny gemerika a veporika

JOZEF HÓK, PETER KOVÁČ a JÁN MADARÁS

Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 15. 2. 1993)

Extensional tectonic of the western part of the contact area between Veporicum and Gemericum (Western Carpathians)

Two main Alpine tectonic events have been recognized in the western part of the contact area between Veporicum and Gemericum. Older compressional event (Jurassic - Lowermost Cretaceous) includes folding and thrusting from SE to NW. Younger semi-brittle to brittle extension (Upper Cretaceous - Tertiary) due to the uplift of the veporic granitoids.

Úvod

Tektonikou západného úseku styku gemerika a veporika medzi Dobšinským potokom a Slavošovcami (obr.1) sa podrobnejšie zaoberal Zoubek a Snopko (1954), Zoubek (1957), ale najmä Plašienka (1981).

V tejto práci sa zaoberáme extenznou tektonikou, ktorej sa dotkol Molák et al. (1990) a Plašienka (v tlači).

Metodika

Metodika našej práce je založená na terénnom zbere štruktúrnych údajov zo súborov hornín stružníckej jednotky (Maheľ et al., 1967), vrásy Markušky (Zoubek, 1957; Plašienka, 1981), kryštalinika veporika a z hornín gemerika.

Zamerali sme sa na plastické, krehkoplastické, ale aj krehké deformácie. Zaužívanými metodikami (Price a Cosgrove, 1990) sme analyzovali deformácie typu vrás, zalomených vrás, mylonitov a lineácie natiahnutia. Tektonické zrkadlá sme spracovali podľa Angeliera (1990). Tieto analýzy doplnilo mikroskopické štúdium sady orientovaných výbrusov.

Štruktúrna analýza a získané výsledky

Sukcesívne najstaršími alpínskymi deformáciami sú vrásy so smerom vrásových osí generálne SV - JZ a so sklonom vrásovej roviny na JV. Spolu s duplexnými štruktúrami indikujú kompresiu a transport horninového materiálu generálne z JV na SZ. Predpokladáme, že sa v tejto etape tvorila kryštalizačná bridličnatosť kopírujúca plochy pôvodnej vrstevovitosti - plochy SA¹ v zmysle Snopku (1967), príp. vytvárajúca výrazné plochy diskontinuity v kryštaliniku.

Plochy kryštalizačnej bridličnatosti v metasedimentoch sú zvyčajne charakteristické nízkoteplotnou minerálnou asociáciou Qtz - Chl - Ser, aj keď lokálne nevylučujeme metamorfný postih vo vyšších zónach fácie zelených bridlíc (cf. napr. Vrána, 1966; Plašienka et al., 1989).

Vo veporickom kryštaliniku (prevažne granitoidy) plochy kryštalizačnej bridličnatosti reprezentuje staršia varis-

ká (?) vyššia termálna minerálna asociácia Qtz - Kfs - Pl - Bt - Ms ± Grt, ktorú retrográdne postihli nasledujúce alpínske nižšie teplotné premeny vo fácií zelených bridlíc.

Na tieto štruktúry je naložená mladšia deformácia, reprezentovaná výraznými foliačnými plochami (plochy SA² v zmysle Snopku, 1967) bez zjavnej metamorfnéj mineralizácie, deformujúca predtým jestvujúce štruktúry. S plochami kryštalizačnej bridličnatosti je zvyčajne v uhlovom vzťahu a vytvára charakteristický vzor S-C mylonitov (Lister a Snoke, 1984). Plochy S tvorí kryštalizačná bridličnatosť SA¹, plochy C extenzná foliácia SA² (obr.2).

Možno konštatovať, že plochy foliácie, resp. plochy SA² sú určujúcou štruktúrou, ktorou sa realizovala regionálna extenzia v skúmanej oblasti.

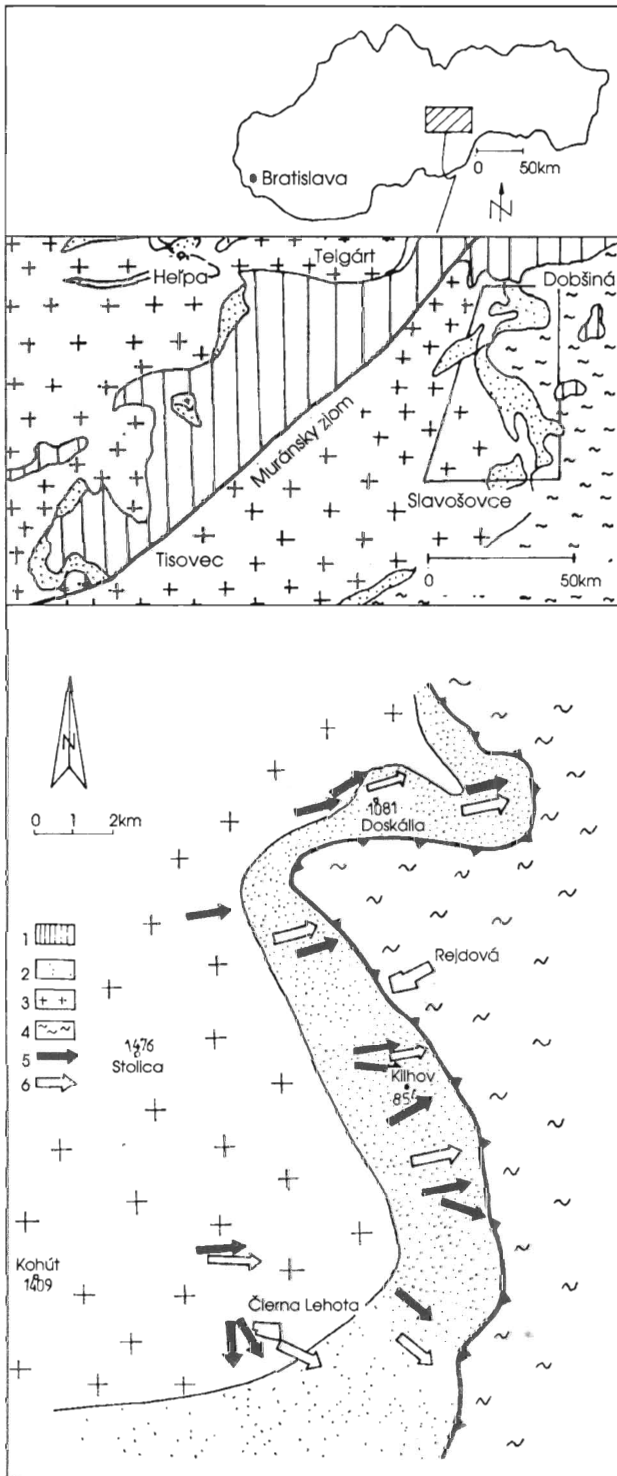
Ďalším významným a pomerne jednoznačným indikátorom zmyslu pohybu v hornine je deformácia minerálov, príp. klastov (napr. Simpson a Schmid, 1983; Passchier a Simpson, 1986; Takagi a Ito, 1988). Pozorované deformácie minerálov (lineácie natiahnutia), na ktorých sme mohli určiť zmysel pohybu, resp. premiestnenie, indikujú extenzný režim (obr. 4).

Zalomené vrásy v závislosti od vnútornej anizotropie horniny sú deformačným produktom na priechode medzi plastickou a krehkou deformáciou.

Z analýzy zalomených vrás vyplýva, že sú produktom extenzného tektonického režimu (obr.4). V skúmanej oblasti zodpovedajú režimu pokračujúcej deformácie v plytších metamorfných úrovniach a prechodu do krehkej deformácie (Price a Cosgrove, 1990).

Tektonické zrkadlá sú náročné na presné datovanie ich vzniku. Limitujúcim faktorom na odlíšenie populácií môže byť ich vzájomná superpozícia (relatívny vek) alebo výskyt zhodných populácií v rovnako stratifikovaných horninách, ale to vyžaduje pomerne široký regionálny (časovo-priestorový) rozsah meraných lokalít.

Relatívne najstaršie populácie tektonických zrkadiel majú smer extenzie zhodný s opísanými štruktúrami (obr. 5). Mladšie populácie zodpovedajú režimu regionálneho napäťového poľa, ktorého hlavná kompresná zložka menila v čase svoju orientáciu zo smeru SV - JZ do smeru



Obr. 1. Situačná schematickejšia geologická mapa skúmanej oblasti. 1 - muráňsky príkrov (silická jednotka), 2 - mladšie paleozoikum a mezozoikum veporika (stružienka jednotka), 3 - kryštalinikum veporika, 4 - gemerikum, 5 - smery minerálnych lineácií (lineácia natiahnutia), 6 - zmysel presunu pri extenzii.

Fig. 1. Simplified geological map of the investigated area. 1 - Muráň nappe (Silica unit), 2 - Late Paleozoic and Mesozoic complexes of the Veporicum (Stružienka unit), 3 - Crystalline of the Veporicum, 4 - Gemericum, 5 - trends of the mineral stretching lineations, 6 - sense of extensional movement.

SZ - JV (c.f. napr. Mello et al., 1992). Pri tomto režime sa tektonicky aktivovali aj staršie štruktúrne plochy. Zmysel posunu hlavne na strmšie uklonených plochách závisel od vzájomnej orientácie napätia a plochy.

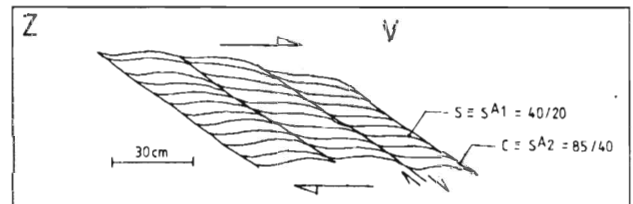
Možno konštatovať, že pohyb horninového materiálu prebiehal v kontinuálnom extenznom režime. Smer pohybu bol generálne kolmý na priebeh príkrovovej línie gemerika (obr. 1).

Interpretácia výsledkov - diskusia

Podľa získaných výsledkov extenzia v skúmanej oblasti súvisí s výzdvihom veporického kryštalinika. Výsledkom extenznej tektoniky boli gravitačné pohyby horninových súborov kryštalinika, mladšieho paleozoika a mezozoika veporika. Na gravitačný režim poukazuje aj smer extenznej foliácie kopírujúci priebeh styčnej zóny gemerika a veporika (Snopko, 1971).

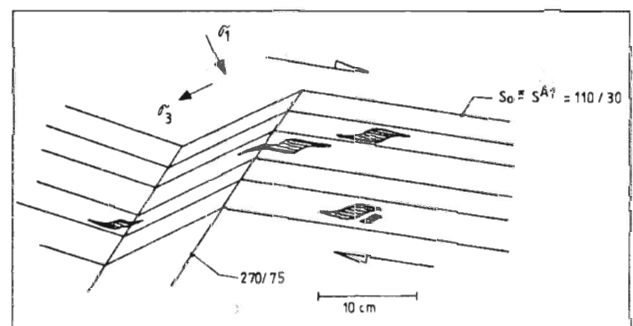
Kontinuálny charakter výzdvihu a s ním spätý typ deformácie od plastickej až po krehkú je doložený zmladzovaním štruktúr postupne v plytších metamorfnych úrovniach. Krehká deformácia sa v tejto oblasti v rozhodujúcej miere uplatnila až po vrchnej kriede. Dôkazom je materiál obliakov vrchnej kriedy pri Dobšinskej ľadovej jaskyni, ktorý je deformovaný len plasticky, kým súvrstvie ako celok deformovala pomerne intenzívna krehká tektonika.

Štítnický zlom má poklesový charakter s výrazne hlbším erozívnym zrezom západného bloku (Snopko, 1990).



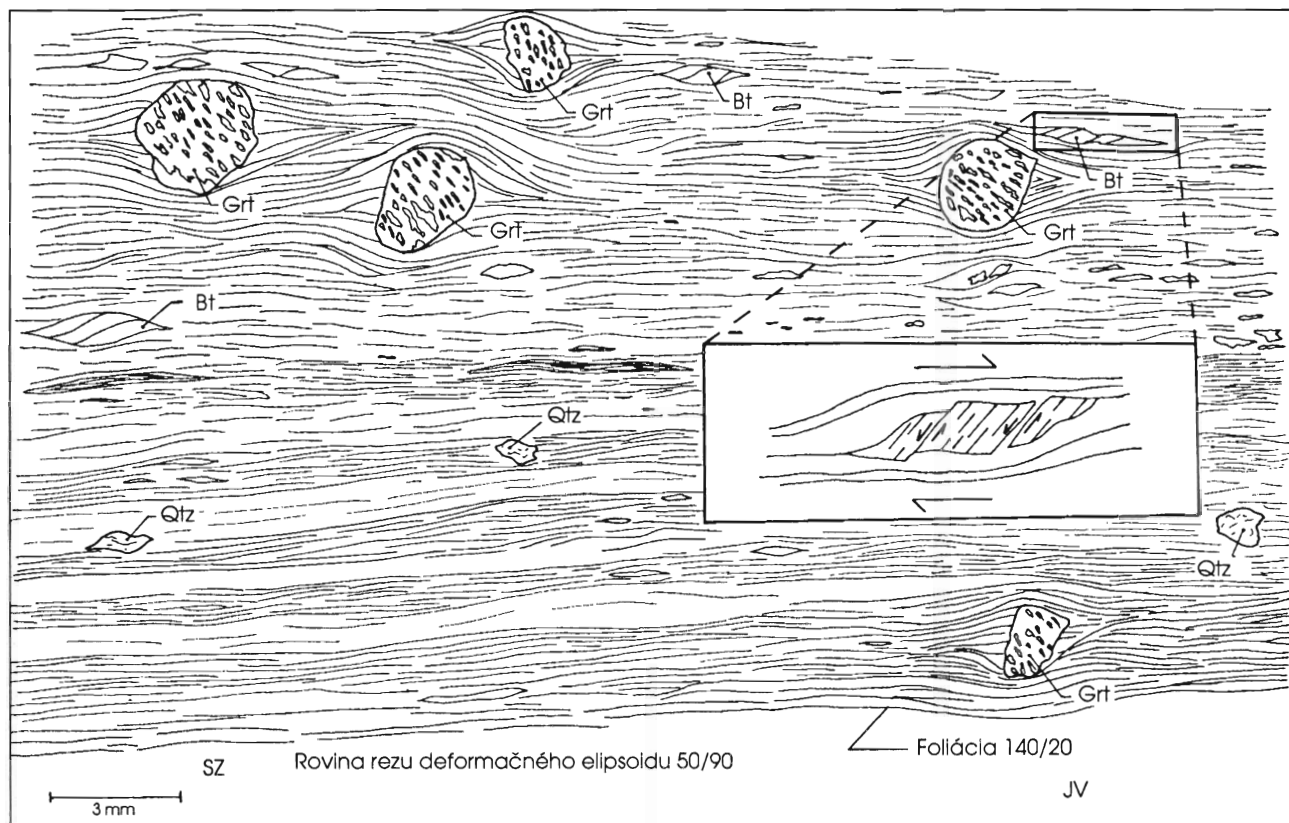
Obr. 2. Typická deformácia S-C mylonitov. Arkózy permu, lokalita cca 1 km na S od kóty Kilhov (854 m).

Fig. 2. Typical deformation of S-C mylonites Permian arcose, locality ca 1 km northward from Kilhov hill (854 m).



Obr. 3. Typická deformácia zalomených vrás s vyznačením hlavných napätových osí. Lokalita Zelinová dolina, cca 1 km na S od kóty Kilhov (854 m).

Fig. 3. Typical deformation of the kink folds. Stress axes are displayed. Locality Zelinová dolina, ca 1 km northward from Kilhov hill (854 m).



Obr. 4. Mikrodeformácia granátov, biotitu a kremeňa v jemnozrnnej arkóze. Pravý strih indikuje extenziu. Mladšie paleozoikum veporika. Lokalita cca 2 km na V od Čiernej Lehoty.

Fig. 4. Microdeformations of garnets, biotite and quartz in fine-grain arcose. The dextral shear indicate extension. Late Paleozoic of the Veporicum. Locality ca 2 km eastward from the Čierna Lehota village.

Dokumentuje záverečnú krehkú fázu deformácie v regionálnom meradle. Na extenznú krehkú tektoniku západného, ale aj východného okraja gemerika poukazuje aj Grecula (1982) a Grecula et al. (1990).

Rovnaký charakter extenzného tektonického režimu v rovnakom časovom úseku predpokladáme aj v gemeriku. Potvrdzujú to čiastkové výsledky štruktúrnej analýzy z oblasti Gretly, Dobšinej, Delavy a Ochtinej, ale aj práca Snopka a Benku, (1970) z oblasti Vlachova. Podobne ako v skúmanej oblasti aj tu je najvýraznejšou štruktúrou kryštalizačná bridličnosť a priečna bridličnosť, resp. plochy SA^1 a SA^2 v zmysle Snopku (1967).

Výstup veporického granitoidných mas možno priamo korelovať s údajmi o FT vekoch apatitu. Datovanie z veporického kryštalinika je 53 ± 7 až 89 ± 10 miliónov rokov (Král, 1977). Predpokladáme, že sa tento proces odohrával v extenznom tektonickom režime a opísané deformačné štruktúry s ním priamo súvisia. Podobný proces pravdepodobne prebiehal aj v gemeriku. Svedčí o tom distribúcia vekov získaných K-Ar metódou z rôznych minerálov (muskovit, biotit, K-živce) dokumentovaná na granite z Hnilca. Po homogenizácii intrúzie muskovit prechádzal cez príslušný teplotný prah (350°C) pred 230 mil. rokov, biotit (270°C) pred cca 185 mil. rokov, K-živce ($200 - 170^\circ\text{C}$) pred 115 mil. rokov. Chladnutie možno objasniť postupným vyklenovaním oblasti spojeným s eróziou povrchu (Cambel et al. 1990).

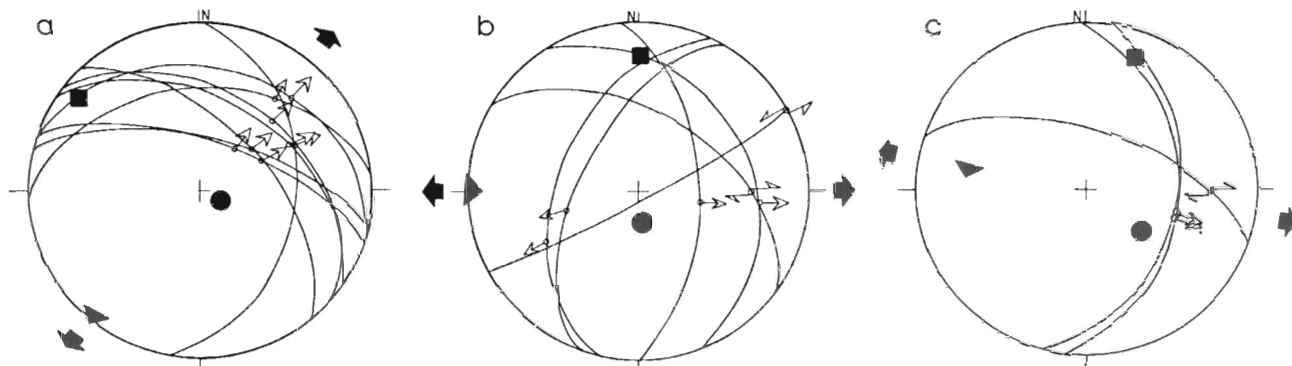
Štruktúrna analýza hnileckého granitu (oblasť Delavy) vykazuje extenzný typ krehko-plastickej deformácie (extenzný mylonit). Kompresia spojená s presunmi sa teda musela odohrať pred strednou kriedou, resp. pred cca 80 - 100 mil. rokov (c.f. údaj o veku K-živca).

Vrstvový sled silickej jednotky sa končí plytkovodným vápencom titónu, ktorý poukazuje na náhle splytenie sedimentačného priestoru silicika s predpokladaným spodnokriedovým presunom príkrovov (Mišík a Sýkora, 1980).

Predpokladáme, že sa tak mohlo stať už na hranici jura - krieda v mladokimerskej fáze alpínskeho orogénu. Na to by mohol poukazovať aj stratigrafický sled a tektonika silickej a meliatskej jednotky a turnaika (c.f. Mello, 1979; Mello et al., 1992).

Nemetamorfovaný silický príkrov v oblasti Muránskej planiny leží na metamorfovanej stružníckej jednotke. Opísali to napr. Vrána (1966), Plašienka (1981) a Plašienka et al. (1989). Pozíciu silického príkrovu interpretujeme ako výsledok gravitačného sklzu, pravdepodobne v subaerických podmienkach, generovaného výstupom veporského kryštalinika kohútkeho pásma (c.f. Plašienka, 1981).

Gravitačný presun nastal medzi spodnou a vrchnou kriedou. Predpokladáme to hlavne na základe údajov z FT vekov apatitu kryštalinika veporika (Král, 1977) a pozície vrchnokriedových sedimentov pri Šumiaci, ktoré diskor-



Obr. 5. Diagramy tektonických zrkadiel. Čierne šípky indikujú smer extenzie. Trojuholník - σ_3 , štvorec - σ_2 , kruh - σ_1 . Lokality: a - Dobšinský potok (cca 2 km na V od kóty Dorská 1081 m), b - Zelinová dolina (cca 1 km na S od kóty Kilhov, 854 m), c - Čierna Lehota.

Fig. 5. Diagrams of the slickensides. Black arrows show extension. Triangle - σ_3 , square - σ_2 , circle - σ_1 . Localities: a - Dobšinský potok (ca 2 km eastward from Dorská hill, 1081 m), b - Zelinová dolina (ca 1 km northward from Kilhov hill, 854 m), c - Čierna Lehota village.

dantne prekrývajú triasový dolomit a vápenec liasu muránskeho mezozoika (Bystrický, 1959).

Túto hypotézu však treba overiť exaktne, t. j. na základe jednoznačne interpretovateľných štruktúrnych údajov. Spolu s tým treba riešiť otázku kompresnej fázy vo vzťahu k silickému príkrovu a k jeho predpokladanej sedimentačnej oblasti (Mello et al., 1992), ako aj vzťah silického príkrovu k meliatskej jednotke, ale aj k jeho dnešnej pozícii v gemeriku.

Záver

Západný úsek styčnej zóny gemerika a veporika postihla kompresia späť s presunom smeru JV - SZ v mladokimmerkej fáze alpínskeho orogénu.

Po kompresii nasledovala extenzia generovaná výstupom granitoidných mas, ktorá zapríčinila gravitačné rozklzávanie hornín kryštalinika, mladšieho paleozoika a mezozoika veporika, ale aj príľahlej oblasti gemerika.

Extenzia sa uplatnila hlavne v plochách kryštalizačnej bridličnatosti a priechnej bridličnatosti v kontinuálnom tektonickom režime.

Záverečné fázy deformácie prebiehali v krehkých podmienkach.

Poďakovanie. Ďakujeme všetkým, ktorí nám pri zostavovaní tejto práce pomohli radami a pripomienkami, najmä RNDr. L. Snopkovi, CSc., RNDr. J. Mellovi, CSc., RNDr. M. Rakúsovi, CSc., a RNDr. J. Vozárovovi, CSc., za poskytnutie cenného materiálu zo spolupráce s Univerzitou Tübingen.

Literatúra

Angelier, J. 1990: Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - a new rapid method by analytical means. *J. Int. Geophys.*, 103, 363 - 376.
Bystrický, J. 1959: Príspevok ku stratigrafii Muránskeho mezozoika. *Geol. Práce, Zoš.*, 56, 5 - 55.
Carnel, B., Král, J. & Burchart, J. 1990: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát. *Bratislava, Veda*, 184.
Grecula, P. 1982: Gemericum - segment of the Paleotethyan riftogenou basin. *Mineralia slov. - Monogr.*, Bratislava, Alfa, 263.
Grecula, P., Návesňák, D., Bartalský, B., Gazdačko, E., Németh, Z., István, J. & Vrbatovič, P. 1990: Shear zones and arc structure of Gemericum, Western Carpathians. *Mineralia slov.*, 22, 97 - 110.

Kráľ, J. 1977: Fission track ages from some granitoid rocks in the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 28, 2, 269 - 276.
Lister, G. S. & Snoke, A. W. 1984: S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6, 6, 617 - 638.
Mahel, M., Kamenický, J., Fušán, O. & Matějka, A. 1967: Regionální geologie ČSSR. *Západní Karpaty, I. Praha, ÚJG*, 426 - 427.
Mello, J. 1979: Sú tzv. vyššie subatranské príkrovy a silický príkrov súčasťou gemerika? *Mineralia slov.*, 11, 279 - 281.
Mello, J., Gaál, E., Hanzel, V., Hók, J., Kováč, P., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Steiner, A., Slavkay, M., Vass, D. & Vozárová, A. 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1:50 000. *Manuskript - archív GÚDS Bratislava*, 246.
Mišík, M. & Sýkora, M. 1980: Jura der Silica - Einheit rekonstruiert aus gerollen und oberkretazische Süsswasser - Kalke des Gemerikum. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 3, 239 - 262.
Molák, B., Hraško, E., Bezák, V. & Devina, V. 1990: Ložiskový výskum styčnej zóny veporika a gemerika. *Manuskript - archív GÚDS Bratislava*, 92.
Passchier, C. W. & Simpson, C. 1986: Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, 8, 8, 831 - 843.
Plašienka, D. 1981: Tektonické postavenie niektorých metamorfovaných mezozoických sérií veporika. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript - archív SAV Bratislava*, 139.
Plašienka, D. (v tlači): Structural pattern and partitioning of deformation in the Veporic Feederata cover unit (Central West Carpathians). *Newsletter - Geodynamický model*.
Plašienka, D., Janák, M., Hachura, A. & Vrbatovič, P. 1989: Prvé údaje o kryštalinite illitu z alpínsky deformovaných hornín veporika. *Mineralia slov.*, 21, 43 - 51.
Pier, N. J. & Cosgrove, J. W. 1990: Analysis of geological structures. *Cambridge University Press*, 502.
Simpson, C. & Schmid, S. M. 1983: An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94, 1281 - 1288.
Snopko, L. 1967: Význam drobnotektonických prvkov pre riešenie geologických otázok paleozoika gemerid. *Zbor. geol. Vied. Západ. Karpaty*, 8, 7 - 50.
Snopko, L. 1971: Priebeh bridličnatosti v paleozoiku Spišsko-gemeriského rudohoria. *Geol. Práce, Spr.*, 57, 207 - 213.
Snopko, L. 1990: Štruktúro-geologický výskum SGR, Štátnický zlom. *Manuskript - archív GÚDS Bratislava*, 64.
Snopko, L. & Benka, J. 1970: Deformácie hydrotermálneho zrudnenia alpskou metamorfozou na štúlni štátni na Vlachove. *Geol. Práce, Spr.*, 51, 115 - 123.
Takagi, H. & Ito, M. 1988: The use of asymmetric pressure shadows in mylonites to determine the sense of shear. *J. Struct. Geol.*, 10, 4, 347 - 360.
Vrána, S. 1966: Alpidische metamorphose der granitoide und Feederata serie im mittell der Veporiden. *Zbor. geol. Vied. Západ. Karpaty*, 6, 29 - 44.
Zoubek, V. 1957: Hranice gemerid s veporidami. *Geol. Práce, Zoš.*, 45, 38 - 50.
Zoubek, V. & Snopko, L. 1954: Zpráva o mapování styku veporika a gemerika mezi Slavošovic a Rejdovou. *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1954*, 237 - 213.

Extensional tectonic of the western part of the contact area between Veporicum and Gemicum (Western Carpathians)

Structural study of the contact area of the Veporicum and Gemicum (between the localities Dobšinský potok and Slavošovce) was carried out mainly by Zoubek and Snopko (1957), Zoubek (1957) and Plašienka (1981).

Successively the earliest stage of alpine deformation is represented by folds with axial planes dipping to SE which together with duplex structures indicate the transport of rocks complexes generally from SE to NW.

Within the Veporic crystalline (built up mainly by granitoids) the older Variscan (?) foliation is represented with the higher thermal association being followed by Alpine retrograde metamorphism in greenschists facies. The above mentioned structures are superimposed with distinct foliations which penetrate preexisting structures in the typical structural pattern of S-C mylonites. (S-plane is built up by crystal mineralization, C-plane is built up by extensional foliations, Fig. 2).

Mineral deformation indicates an extensional regime (Fig. 4). Detailed examination of kink folds, their regional setting and character shows that they are products of an extensional tectonic regime (Fig. 3). In studied area they represent the regime of ductile deformation with the transition to brittle deformations. Relatively, the oldest population of tectonic mirrors have the

same course with the above mentioned structures (Fig. 5). The younger population belongs to the regime of regional stress field with the compressive tensor changing the orientation from NE-SW to NW-SE (cf. Mello et al., 1992). The rock mass movement was carried on in the continual extensional regime with the direction generally being perpendicular to the Gemicum thrust fault (Fig. 1).

Extension of studied area was presumably connected with an uplift of the Veporicum crystalline and can be correlated with PT age of apatites (52 ± 7 to 89 ± 10 m. y.). Due to the extension, gravitational movements are recorded in the crystalline, Late Paleozoic and Mesozoic complexes of the Veporicum and Gemicum.

The western part of the contact area between Veporicum and Gemicum was influenced with the compression and an upthrust from SE to NW during the Late Kimerian stage of the Alpine orogeny.

The compression was followed with an extension being generated by the emplacement of granitoid rocks. The extension was determined by foliations and cleavage planes either. The late stage of deformation was characterized with brittle deformations under the conditions of the continual tectonic regime.

Vápenato-silikátové metamorfované horniny kryštalinika Vysokých Tatier

MARIAN JANÁK

Katedra mineralógie a petrológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 12. 2. 1993, revidovaná verzia doručená 26. 3. 1993)

Calc-silicate metamorphic rocks of the High Tatra crystalline basement

Calc-silicate metamorphic rocks of the High Tatra Mts. occur in the form of xenoliths and small bodies embedded in Variscan granitoids. Mineral assemblages and textures reveal distinct lithology with variable content of andradite-grossular, epidote-clinozoisite and diopside-hedenbergite in metacarbonates. Diopside, phlogopite-rich biotite, K-feldspar, albite and prehnite are characteristic for calc-silicates of uncertain protolith. Phase equilibria in calc-silicates show that fluid with $x_{H_2O} = 0.84 - 0.92$ was in equilibrium with mineral phases at model pressure of 5 kbar and temperature of 600 - 630 °C. Calculated P-T-x conditions correspond to metamorphic equilibria during late-Variscan metamorphism closely connected with granitoid magmatism.

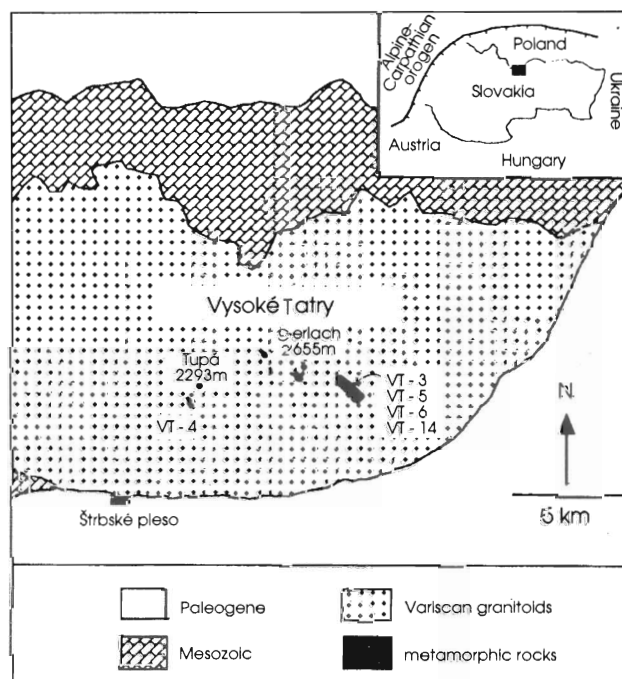
Úvod

Metamorfované vápenato-silikátové horniny sa v kryštaliniku Vysokých Tatier ojedinele vyskytujú ako súčasť xenolitov metamorfovaného plášťa pohltitých granitoidnou intrúziou (obr. 1). Ich výskyty v masíve Gerlachu a na hrebeni medzi Ostrovou a Tupou podrobne opísal Pawlica (1918) a Gorek (1969). Tieto horniny sa zistili aj vo Veľickej doline v stene Večného dažďa (Janák, 1991) a pod Granátovými vežami, väčšinou iba v sutinovom materiáli. Zo Západných Tatier výskyty vápenato-silikátových hornín uvádza Burchart (1970), a to z oblasti Gorczyckowej a Skupiński (1975) zo záveru Chocholowskej doliny. Podrobný opis odkryvu a mineralogicko-petrografickú charakteristiku vápenato-silikátových hornín z masívu Gerlachu uviedol Pawlica (1918), ktorý ich pôvodne označil ako „vápenato-kremité horniny“, a neskôr Gorek (1969), ktorý ich označil ako erlány.

V rámci zriedkavých odkryvov sa polohy vápenato-silikátových hornín mocnosti niekoľko dm striedajú s metapelitickým (parafy) a metabázickým materiálom (amfibolity) a predstavujú zvyšky metamorfovaného plášťa vystupujúce ako menšie telesá a xenolity v granitoidoch. Metamorfná bridlíčnosť je zachovaná pomerne dobre a kopíruje inhomogenitu vyplývajúcu pravdepodobne z rozdielného litologického zloženia pôvodného karbonátového, pelitického a vulkanoklastického materiálu (obr. 2).

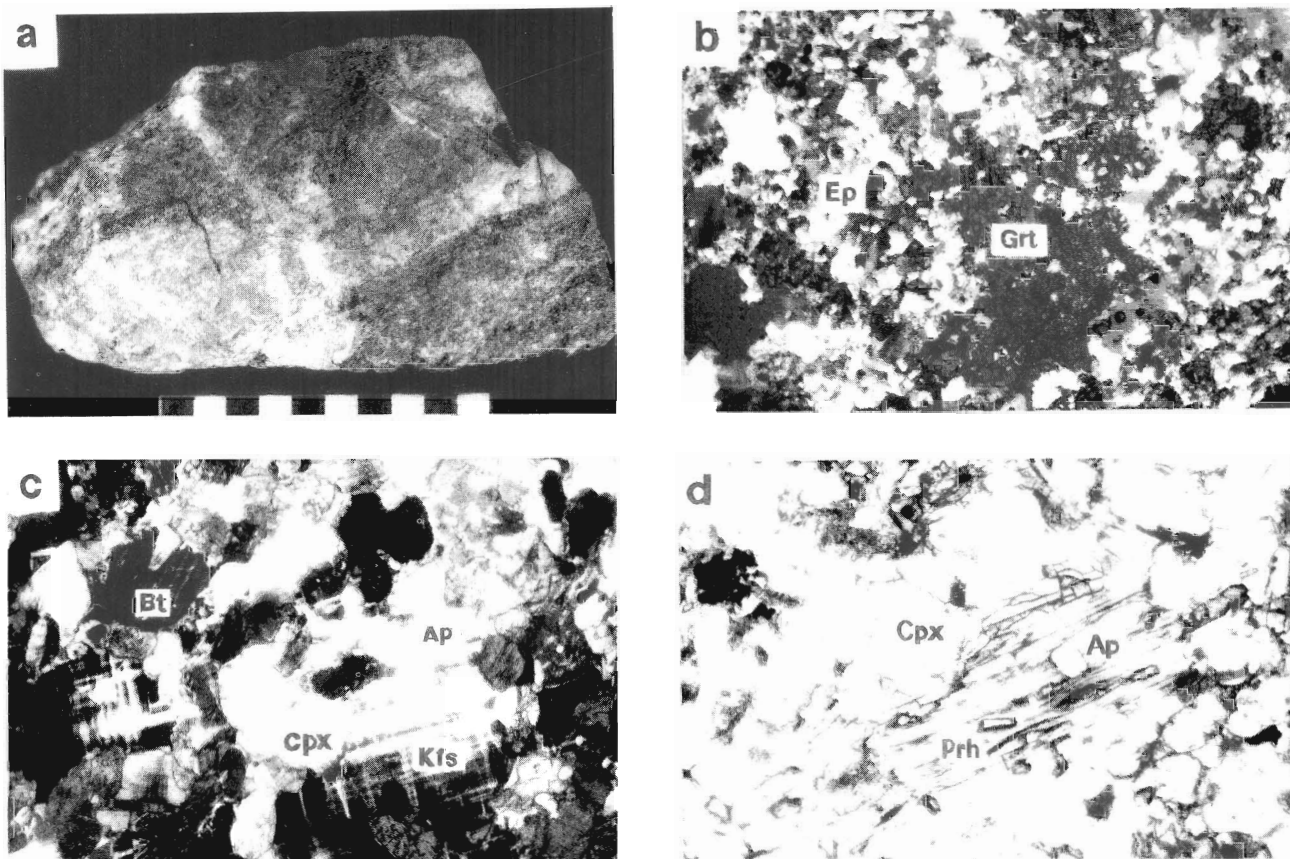
Stupeň metamorfozy v okolitých metapelitoch dosiahol podmienky sillimanitovo-K-živcovej izogrady sillimanitovej zóny metamorfozy (Janák et al., 1988; Janák, 1991). Táto metamorfná udalosť sa interpretuje ako mladšia (neskorovariská) stredotlaková až nízkotlaková metamorfoza v poli stability sillimanitu (M2) úzko súvisiacia s variským granitoidným magmatizmom, ktorá bola naložená na predchádzajúcu vyššiu tlakovú regionálnu metamorfozu (M1) rano-variského, resp. kaledónskeho veku (Janák, 1991). Vápenato-silikátové horniny spolu s migmatizovanými rulami a amfibolitmi sú súčasťou vrchnej tektonickej jednotky kryštalinika Tatier (Kahan, 1969; Janák, 1991) preniknutej variskými granitoidmi (Burchart, 1968) a tektonicky nasunutej

dzajúcu vyššiu tlakovú regionálnu metamorfozu (M1) rano-variského, resp. kaledónskeho veku (Janák, 1991). Vápenato-silikátové horniny spolu s migmatizovanými rulami a amfibolitmi sú súčasťou vrchnej tektonickej jednotky kryštalinika Tatier (Kahan, 1969; Janák, 1991) preniknutej variskými granitoidmi (Burchart, 1968) a tektonicky nasunutej



Obr. 1. Schematická geologická mapa Vysokých Tatier s lokalizáciou analyzovaných vzoriek.

Fig. 1. Schematic geological map of the High Tatra Mts. with location of analysed samples.



Obr. 2. a - Metamorfovaná vápenato-silikátová hornina (typ A) s granátom, epidotom a klinopyroxénom v karbonátovej zložke, ktorá prevláda nad pelitickou prímiesou tvorenou slími biotitu. Vzorka VT-14, Velická dolina; b - Kumuloblastické zhluky zrn granátu (Grt) a epidotu (Ep) tvoria spolu s kremeňom mozaikovitú štruktúru v karbonátovej zložke horniny (typ B). Vzorka VT-4, Tupá. Nedokonale skrížené polarizátory, veľkosť spodnej strany fotografie 3 mm; c - Hypidiomorfne kryštály K-živca (Kfs), klinopyroxénu (Cpx) a biotitu (Bt) v metamorfovanej vápenato-silikátovej hornine typu D. Vzorka VT-6, Velická dolina. Skrížené polarizátory, spodná strana fotografie 2,5 mm; d - Prehnit (Prh) ako produkt rozkladu biotitu v asociácii s klinopyroxénom (Cpx) a apatitom (Ap) vo vápenato-silikátovej hornine typu D. Vzorka VT-5, Velická dolina. Rovnobežné polarizátory, spodná strana fotografie 2,5 mm.

Fig. 2. a - Calc-silicate metamorphic rock (type A) with garnet, epidote and clinopyroxene in the carbonate-rich component, which predominates over pelitic admixture represented by selvages of biotite. Sample VT-14, Velická valley; b - Cumuloblastic segregations of garnet (Grt) and epidote (Ep) grains creating together with quartz a mosaic texture in carbonate-rich part of the rock (type B). Sample VT-4, Tupá. Imperfectly crossed polars, field of view 3 mm; c - K-feldspar (Kfs), clinopyroxene (Cpx) and biotite (Bt) hypidiomorphic crystals in calc-silicate metamorphic rock of the type D. Sample VT-6, Velická valley. Crossed polars, field of view 2.5 mm; d - Prehnite (Prh) as a product of biotite decomposition in the assemblage with clinopyroxene (Cpx) and apatite (Ap) in the calc-silicate rock of type D. Sample VT-5, Velická valley. Plane polars, field of view 2.5 mm.

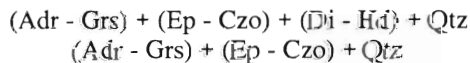
na spodnú jednotku svorov počas variskej kontinentálnej kolízie (Fritz et al., 1992; Janák, 1991).

Petrografia a minerálne zloženie

Podľa minerálneho zloženia možno vápenato-silikátové horniny v krýštaliku Vysokých Tatier začleniť do niekoľkých typov:

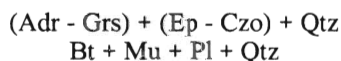
1. Epidotovo-granátové ruly (skarnoidy) s klinopyroxénom (typ A). Tento typ predstavujú jemnozrnné až strednozrnné horniny s nevýrazne usmernenou textúrou sivozelenej farby a s ružovkastým sfarbením polôh bohatších na granát. Zastúpenie Ca-silikátov je voči ostatným minerálom výrazne v prevahu, takže pôvodné zloženie hornín zrejme zodpovedalo karbonátom s veľmi malou prímiesou pelitickej (slienitej) zložky. Môžno ich označiť ako meta-karbonáty (obr. 2a). Prevládajúcimi minerálmi sú granáty

andraditovo-grossulárového zloženia, minerály skupiny epidotu (epidot - klinozoisit) a kremeň, miestami aj klinopyroxény diopsidovo-hedenbergitovej skupiny, ktoré predstavujú diagnostické minerálne asociácie (použitie skratky minerálov podľa Kretza, 1983):

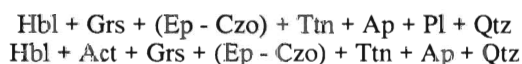


2. Vápenato-silikátové horniny s menším množstvom Ca-silikátov a väčším podielom peliticke-psamitickéj zložky (typ B), nehomogénne a s pomerne výrazne usmernenou textúrou. V jemnozrnnnej až strednozrnnnej karbonátovej zložke sivozelenej až svetložltej farby prevláda epidot - klinozoisit a andraditovo-grossulárové granáty (obr. 2b). V masovitej pelitickej zložke je zastúpený biotit a muskovit, ktoré tvoria porfýroblasty v kremeňovo-

živcovom matrice. Tento typ možno označiť ako epidotovo-granátové ruly (skarnoidy) s biotitom a muskovitom. Minerálne asociácie predstavujú:

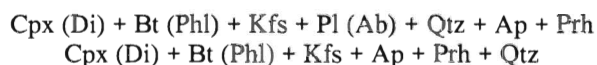


3. Horniny pravdepodobne zmiešaného, vulkanicko-sedimentárneho pôvodu, jemnozrnné až strednozrnné, sivozelenej farby a s nevýrazne usmernenou textúrou. V minerálnom zložení prevládajú Ca-amfiboly a minerály skupiny epidotu nad titanitom, apatitom, grossulárovým granátom, plagioklasom a kremeňom. Tento typ hornín možno označiť ako epidotovo-amfibolické ruly s granátom (typ C). Minerálne asociácie tvoria:



4. Horniny s prítomnosťou klinopyroxénu (diopsidu až salitu), K-živca, plagioklasu (albitu) a biotitu, ku ktorým prístupuje kremeň a v hojnom množstve opticky zonálny apatit so zakaleným jadrom (obr. 2d), ktoré možno označiť ako pyroxenické ruly (typ D). Produktom premeny biotitu je prehnit (obr. 2d). Horniny sú strednozrnné, s nevýrazne usmernenou textúrou, sivohnedej farby a identifikovali sa

v sutinovom materiáli v oblasti Velickej doliny pod Dvojitou vežou. Štruktúra horniny s neusporiadanými, hypidiomorfnými kryštálmi klinopyroxénu, biotitu, K-živca a albitu miestami pripomína reliktnú ofitickú štruktúru magmatického pôvodu (obr. 2c). Predmetamorfny pôvod týchto doposiaľ z kryštalinika Tatier neopísaných hornín je nejasný. Môže ísť alebo o metamorfované karbonáty s výrazným podielom pelitickej zložky (napr. Thompson, 1975; Ferry, 1976), alebo sú to produkty metamorfozy bazických až intermediárnych magmatitov syenitového až dioritového zloženia (napr. Droop, 1982). Charakteristické minerálne asociácie predstavujú:



Chemické zloženie sa zisťovalo elektrónovým mikroanalýzátorm JEOL 733 SUPERPROBE v laboratóriu GÚDŠ Bratislava pri urýchľovacom napätí 15 KV a s použitím prírodných a syntetických štandardov.

Granát je prítomný aj v typických metakarbonátoch spolu s epidotom a klinopyroxénom i v horninách so zvýšeným podielom bazickej (tufitickej) zložky, kde prevládajú amfiboly. Ako vyplýva z chemického zloženia (tab. 1), analyzované granáty z metakarbonátoch typu A a B zodpovedajú zmesi andraditovej a grossulárovej

TAB. 1
Reprezentatívne zloženie granátu a minerálov skupiny epidotu na základe elektrónového mikroanalýzátora
Representative compositions of garnet and epidote group minerals, based on electron microprobe analyses

Sample	Garnet						Epidote-Clinzoisite				
	VT-14	VT-14	VT-14	VT-4	VT-3	VT-3	VT-14	VT-14	VT-4	VT-4	VT-3
Rock	A	A	A	B	C	C	A	A	B	B	C
SiO ₂	37,89	37,47	38,52	36,44	36,71	37,37	36,38	37,13	36,92	37,20	37,67
TiO ₂	0,33	0,26	0,29	0,35	0,04	0,10	0,13	0,12	0,17	0,16	0,16
Al ₂ O ₃	21,85	19,57	18,60	8,79	21,60	20,78	27,46	26,98	22,88	23,20	24,20
FeO	5,78	7,51	8,54	19,73	18,20	19,74	10,12	10,45	13,67	13,39	10,66
MnO	0,57	1,48	1,69	3,61	5,80	5,13	0,18	0,08	0,41	0,28	0,26
MgO	0,02	0,04	0,08	0,14	0,61	0,76	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	34,29	33,29	32,75	30,71	16,86	16,39	23,61	23,95	23,84	23,48	23,45
Total	100,72	99,62	100,38	99,78	99,82	100,27	97,88	98,70	97,90	97,71	96,40
Formulas based on	8 cations										
Si	2,87	2,89	2,97	2,97	2,92	2,97	2,86	2,90	2,95	2,97	3,02
Al ^{IV}	0,13	0,11	0,03	0,03	0,08	0,03	0,14	0,10	0,05	0,03	0,00
Al ^{VI}	1,82	1,67	1,66	0,82	1,95	1,91	2,40	2,38	2,10	2,16	2,29
Ti	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ³⁺	0,27	0,41	0,35	1,17	0,05	0,09	0,60	0,61	0,82	0,81	0,64
Fe ²⁺	0,07	0,03	0,16	0,04	1,16	1,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,04	0,10	0,10	0,25	0,33	0,32	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01
Mg	0,00	0,01	0,01	0,02	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	2,78	2,76	2,70	2,68	1,44	1,38	1,99	2,00	2,04	2,01	2,02
							xPs 0,20	0,21	0,28	0,27	0,22
Adr	12,95	21,38	17,57	58,76	0,25	0,61					
Grs	82,35	74,11	73,02	30,90	54,80	46,90					
Prp	0,08	0,16	0,31	0,57	2,48	3,06					
Sps	1,27	3,36	3,70	8,33	13,38	11,76					
Alm	2,32	1,00	5,41	1,45	29,09	37,67					

TAB. 2

Reprezentatívne zloženie klinopyroxénu, biotitu a prehnitu na základe elektrónového mikroanalyzátoru
Representative compositions of clinopyroxene, biotite and prehnite, based on electron microprobe analyses

Sample	Clinopyroxene						Biotite				Prehnite	
	VT-14	VT-14	VT-5	VT-5	VT-6	VT-6	VT-5	VT-5	VT-6	VT-6	VT-5	VT-5
Rock	A	A	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D
SiO ₂	50,23	49,41	52,93	53,26	53,08	52,56	39,09	37,89	38,13	37,78	36,59	36,97
TiO ₂	0,06	0,06	0,07	0,09	0,10	0,05	2,38	2,73	2,70	3,04	0,15	1,32
Al ₂ O ₃	1,11	0,87	0,52	0,61	0,82	0,68	15,56	15,19	15,54	15,46	25,61	25,67
FeOt	18,15	19,12	6,49	6,70	7,57	7,62	11,65	11,90	13,30	12,92	2,10	2,11
MnO	0,85	0,85	0,80	0,61	0,31	0,44	0,19	0,48	0,23	0,20	0,11	0,23
MgO	5,65	5,75	14,19	14,35	13,80	14,30	17,07	15,80	15,04	14,46	0,00	0,00
CaO	23,35	23,29	24,17	24,17	24,71	24,11	0,00	0,00	0,08	0,00	23,09	24,74
Na ₂ O	0,12	0,14	0,16	0,19	0,28	0,24	0,10	0,09	0,07	0,02	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	9,56	9,50	9,47	10,19	0,00	0,00
Total	99,55	99,52	99,32	99,99	100,67	100,00	95,60	93,58	94,56	94,07	87,65	91,04
Formulas based on	4 cations						22 oxygens				11 oxygens	
Si	1,98	1,96	1,98	1,98	1,97	1,96	5,70	5,68	5,68	5,67	2,76	2,70
Al ^{IV}	0,02	0,04	0,02	0,02	0,03	0,04	2,30	2,32	2,32	2,33	0,24	0,30
Al ^{VI}	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,38	0,36	0,41	0,41	2,03	1,92
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,26	0,31	0,30	0,34	0,01	0,07
Fe ³⁺	0,00	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,12
Fe ²⁺	0,60	0,62	0,17	0,18	0,21	0,22	1,42	1,49	1,66	1,62	0,00	0,00
Mn	0,04	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,06	0,03	0,03	0,01	0,01
Mg	0,33	0,34	0,79	0,80	0,76	0,79	3,71	3,53	3,34	3,24	0,00	0,00
Ca	0,99	0,99	0,97	0,97	0,98	0,95	0,00	0,00	0,01	0,00	1,87	1,94
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,78	1,82	1,80	1,95	0,00	0,00

zložky s minimálnym podielom spessartínu v tuhom roztoke. Granáty v type C, ktoré sú v asociácii s amfibolmi, obsahujú nižší obsah Ca a zodpovedajú almandínovo-grossulárove-spessartínovej zmesi s prevahou grossulárovej zložky.

Epidot a *klinozoisit* tvoria mozaikovitú štruktúru so segregáciami jednotlivých kryštálov spolu s granátom (obr. 2b) a miestami aj klinopyroxénom. Podiel pistacitovej zložky xPs = 0,20 - 0,28 väčšinou zodpovedá epidotu (tab. 1).

Klinopyroxén v asociácii s granátom a epidotom tvorí kumuloblasty viacerých drobných zrn s výrazným reliéfom. Zodpovedá zmesi diopsidu a hedenbergitu s prevahou hedenbergitovej zložky v horninách typu A (tab. 2). V paragenéze s biotitom, K-živcom a albitom (typ D) sa klinopyroxén vyskytuje vo forme väčších individuálnych kryštálov (obr. 2c, d), pričom jeho zloženie zodpovedá diopsidu, resp. salitu s nižším podielom hedenbergitovej zložky (tab. 2).

Plagioklas zodpovedajúci albitu sa zistil v paragenéze s K-živcom, klinopyroxénom a biotitom v type D. Prítomnosť značného množstva apatitu a prehnitu v týchto horninách poukazuje na možnosť sekundárneho odnosu Ca z pôvodne bázeckejšieho plagioklasu počas tvorby prehnitu a apatitu.

K-živce s typickým mriežkovaním sa zistil len v paragenéze s klinopyroxénom, biotitom a miestami aj albitom v horninách typu D, kde jeho väčšie porfyroblasty uzatvárajú kryštály apatitu (obr. 2c).

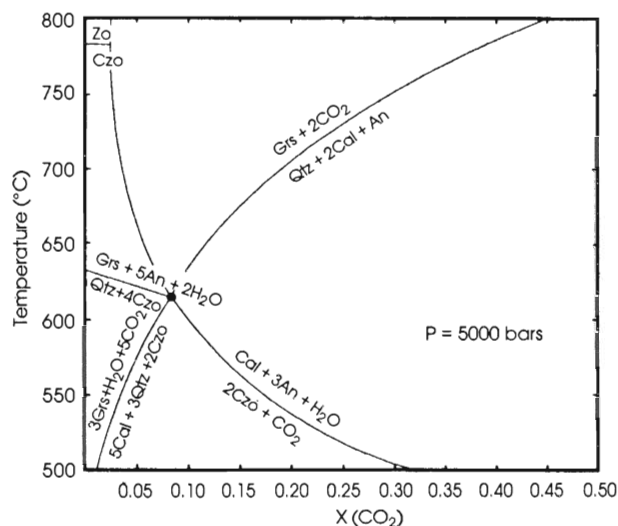
Biotit v type D tvorí lištovité hypidiomorfne červenohnedé porfyroblasty, ktoré miestami podliehajú premene za vzniku prehnitu (obr. 2d). Vyznačuje sa pomerne vysokým podielom flogopitovej zložky s pomerom Mg/Mg + Fe = 0,67 - 0,8 (tab. 2).

Prehnit vytvára vretenovité agregáty v štiepných trhlích na biotite bohatom na flogopit (obr. 2d), pričom prehnit vznikol ako produkt nízkoteplotných retrográdnych premien za účasti biotitu a potrebný Ca mohol pochádzať z rozkladu pôvodne bázeckejšieho plagioklasu. Chemické zloženie prehnitu je v tab. 2.

Metamorfne reakcie a fázová rovnováha

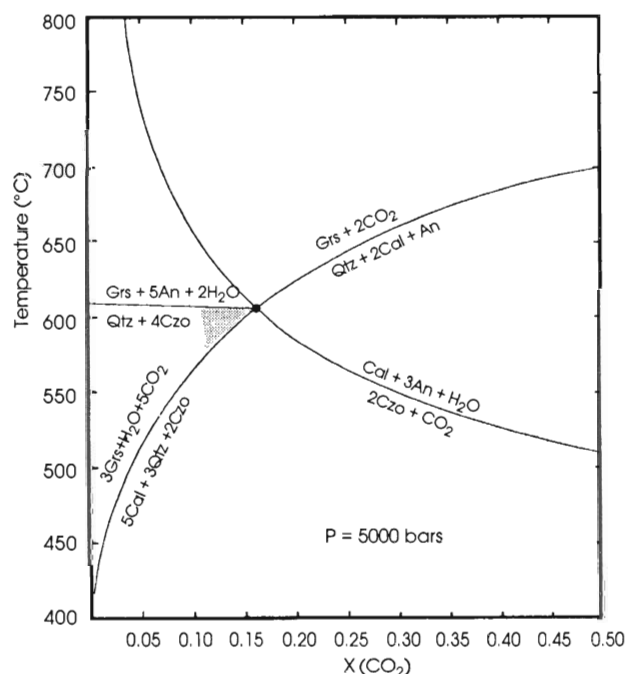
Fázovú rovnováhu v metakarbonátoch okrem teploty a tlaku podmieňuje zloženie fluidnej fázy, ktoré sa mení v závislosti od pufrovacieho efektu metamorfnych reakcií (napr. Ferry a Burt, 1982). Interakcia medzi fluidom a horninou ovplyvňuje zloženie koexistujúcich tuhých fáz, pričom väčšina reakcií má charakter multivariantných kontinuálnych reakcií s veľmi variabilným zložením fáz. Podmienky univariantnej rovnováhy, resp. invariantného bodu v P-T-x priestore sa pri danej hornine menia v závislosti od zloženia tuhých fáz a fluida, pričom ich značne ovplyvňuje voľba zložiek v systéme.

Pri výpočte fázovej rovnováhy sa zvolil jednoduchý systém CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-CO₂, ktorý približne zodpovedá zloženiu koncových členov koexistujúcich tuhých roztokov epidot - zoisitu a granátu andraditovo-grossulá-



Obr. 3. Fázová rovnováha T-x(CO₂) vo vzorke VT-14 vypočítaná pri modelovom tlaku 5000 bar. Aktivita grossuláru $a_{\text{Grs}} = 0,7$; aktivita klinozoisitu $a_{\text{Czo}} = 0,5$.

Fig. 3. Phase equilibria T-x(CO₂) in sample VT-14, calculated at a model pressure of 5000 bar. Activity of grossular $a_{\text{Grs}} = 0.7$; activity of clinozoisite $a_{\text{Czo}} = 0.5$.



Obr. 4. Fázová rovnováha T-x(CO₂) vo vzorke VT-4 vypočítaná pri modelovom tlaku 5000 bar. Aktivita grossuláru $a_{\text{Grs}} = 0,2$; aktivita klinozoisitu $a_{\text{Czo}} = 0,4$.

Fig. 4. Phase equilibria T-x(CO₂) in sample VT-4, calculated at a model pressure of 5000 bar. Activity of grossular $a_{\text{Grs}} = 0.2$; activity of clinozoisite $a_{\text{Czo}} = 0.4$.

rového zloženia. Metamorfné fluidum sa bralo do úvahy ako jednoduchý binárny roztok H₂O-CO₂, v ktorom sa obidve zložky zmiešavajú neideálne podľa modifikovanej

Redlichovej-Kwongovej stavovej rovnice Kerricka a Jacobsa (1981). Fázová rovnováha sa vypočítala na základe termodynamických údajov Bermana (1988) s použitím programu GEOCALC (Berman et al., 1987) pri konštantnom tlaku 5 kbar, zvoleného na základe geobarometrických výpočtov z okolitých metapelitov (Janák, 1991).

Výpočty sledovali závislosť zloženia fluidnej fázy od teploty pri konštantnom tlaku (T-xCO₂) vo vzorke VT-4 (lokalita Tupá) a VT-14 (lokalita Velická dolina; obr. 1, 3 a 4).

Aktivita grossulárovej zložky v tuhom roztoku andraditovo-grossulároveho granátu bola vypočítaná na základe predpokladu ideálneho zmiešavania Al a Fe³⁺ v oktaédrickej vrstve (Bird a Helgeson, 1981):

$$a_{\text{Gr}} = (x_{\text{Gr}})^2 = (\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+})^2$$

Aktivita klinozoisitu v tuhom roztoku pístacit - klinozoisit sa vypočítala ako molárny zlomok x_{Clz} za predpokladu ideálneho zmiešavania Al a Fe³⁺ (Bird a Helgeson, 1981):

$$a_{\text{Clz}} = (x_{\text{Clz}})^3 = (\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+})^3,$$

pričom

$$x_{\text{Clz}} = 1 - x_{\text{Ps}}, \quad x_{\text{Ps}} = (\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{\text{VI}})$$

Koexistencia grossulároveho granátu s klinozoisitom a neprítomnosť bazického plagioklasu (anortitu) a kalcitu vo študovaných vzorkách poukazuje na nízky podiel CO₂ vo fluide, ktoré pri tlaku 5 kbar a teplote v blízkosti invariantného bodu dosahuje hodnotu približne 0,08 a 0,16 xCO₂ (obr. 3, 4), pričom asociácia bola stabilná naľavo od invariantného bodu v priestore T-xCO₂. Za predpokladu dosiahnutia teploty 600 - 630 °C boli tuhé roztoky epidotu a granátu v rovnováhe s fluidom bohatým na H₂O. Tieto modelové P-T-x podmienky sa pravdepodobne dosiahli v retrográdnej vetve metamorfozy úzko súvisiacej s metamorfným účinkom granitoídnej intrúzie.

Záver

Vápenato-silikátové metamorfné kryštalinika Vysokých Tatier sú litologicky pestrá skupina hornín s prítomnosťou andraditovo-grossulároveho granátu, epidotu - klinozoisitu a klinopyroxénu diopsidovo-hedenbergitového zloženia, ktorých protolítom bol pravdepodobne zmiešaný karbonátový, pelitický a vulkanoklastický materiál. Novým zistením je prítomnosť hornín s asociáciou klinopyroxén (diopsid), biotit, K-živce, albit, apatit a prehnit, ktorých predmetamorfný pôvod je neistý a mohol zodpovedať vápenato-silikátovým sedimentom alebo metamorfovaným bazickým, resp. intermediárnym horninám magmatického pôvodu.

Analýza fázovej rovnováhy medzi tuhými fázami (granát, epidot - klinozoisit) a binárnym (H₂O - CO₂) fluidom v metakarbonátoch poukazuje na dosiahnutie P-T-x podmienok metamorfozy v blízkosti invariantného bodu, ktorý zodpovedá teplote 600 - 630 °C pri modelovom tlaku 5 kbar a zložení metamorfného fluidu s xH₂O = 0,84 - 0,92. Takéto modelové podmienky metamorfozy sa prav-

depodobne dosiahli pod vplyvom granitoidného magmatizmu počas neskorovariskej etapy metamorfozy kryštalinika Vysokých Tatier, pričom uvedená fázová rovnováha je pravdepodobne výsledkom reekvilibrácie medzi minerálnymi asociáciami a fluidom v zostupnej (retrográdnej) vetve metamorfozy po dosiahnutí vrcholných metamorfických podmienok.

Literatúra

- Berman, R. G. 1988: Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-TiO_2-H_2O-CO_2$. *J. Petrology*, 29, 445 - 522.
- Berman, R. G., Brown, T. H., & Perkins, E. H. 1987: GEO-CALC: Software for calculation and display of P-T-x phase diagrams. *Amer. Mineralogist*, 72, 861 - 862.
- Bird, D. K. & Helgeson, H. C. 1980: Chemical interactions of aqueous solutions with epidote-feldspar mineral assemblages in geologic systems I. Thermodynamic analysis of phase relations in the system $CaO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2$. *Amer. J. Sci.*, 280, 907 - 941.
- Burchart, J. 1968: Rubidium-strontium isochron ages of the crystalline core of the Tatra mountains, Poland. *Amer. J. Sci.*, 266, 895 - 907.
- Burchart, J. 1970: Skaly krystaliczne wyspy Goryczkowej w Tatrach. *Stud. geol. pol.*, 32, 7 - 183.
- Droop, G. T. R. 1982: A clinopyroxene paragenesis of albite-epidote-amphibolite facies in meta-syenites from the South-east Tauern Window, Austria. *J. Petrology*, 30, 229 - 248.
- Ferry, J. M. 1976: P, T, fCO_2 and fH_2O during metamorphism of the calcareous sediments in the Waterville-Wassalboro area, south-central Maine. *Contrib. Mineral. Petrology*, 57, 119 - 143.
- Ferry, J. M. & Burt, D. M. 1982: Characterization of metamorphic fluid composition through mineral equilibria. In: *Reviews in Mineralogy* 10, Min. Soc. Amer., 207 - 262.
- Fritz, H., Neubauer, F., Janák, M. & Putiš, M. 1992: Variscan mid crustal thrusting in the Carpathians. Part II: Kinematics and fabric evolution of the Western Tatra basement. *Terra Nova abstr. Suppl.*, 2, 4, 24.
- Gorek, A. 1969: Postavenie zvyškov metamorfovaného plášťa v granitoidnom masíve Vysokých Tatier a ich vzťah ku kryštalickým bridliciam a migmatitom v Západných Tatrách. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 18, 103 - 116.
- Janák, M. 1991: Petrologia metamorfovaných hornín kryštalinika Západných a Vysokých Tatier. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript - Katedra mineralógie a petrológie PF UK Bratislava*, 244.
- Janák, M., Kahan, Š. & Jančula, D. 1988: Metamorphism of pelitic rocks and metamorphic zones in SW part of the Western Tatra Mts. crystalline complexes. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 4, 455 - 488.
- Kahan, Š. 1969: Eine neue ansicht über den geologischen aufbau des kristallinikums der West Tatra. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 18, 115 - 122.
- Kerrick, D. M. & Jacobs, G. K. 1981: A modified Redlich-Kwong equation for H_2O , CO_2 and H_2O-CO_2 mixtures at elevated pressures and temperatures. *Amer. J. Sci.*, 281, 735 - 767.
- Kretz, R. 1983: Symbols for rock-forming minerals. *Amer. Mineralogist*, 68, 277 - 279.
- Pawlica, W. 1918: Garluchowskie skały wapieno-krzemianowe. *Rozpr. Wydz. mat. Przyr.*, 13, 107 - 130.
- Skupiński, A. 1975: Petrogeneza i struktura trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich między Ornakiem i Rohaczami. *Stud. geol. pol.*, 49, 7 - 105.
- Thompson, A. B. 1975: Mineral reactions in calc-mica schists from Gasset, Vermont, U. S. A. *Contrib. Mineral. Petrology*, 53, 105 - 127.

Calc-silicate metamorphic rocks of the High Tatra crystalline basement

Calc-silicate metamorphic rocks of the High Tatra crystalline basement occur in the xenoliths and small bodies of metamorphic mantle, embedded in Variscan granitoids (Fig. 1). Calc-silicates intercalate with metapelites and metabasites, metamorphosed in conditions of the upper amphibolite facies (sillimanite zone) and belong to the upper structural unit of the pre-Alpine basement of Tatras.

On the basis of mineral composition and lithology, following types of calc-silicate metamorphites can be distinguished:

Type A shows predominant carbonate character of lithology with abundant andradite-grossular garnet, epidote group minerals (epidote-clinzoisite) and clinopyroxene (diopside-hedenbergite), Fig. 2a.

Type B reveals a variable amount of pelitic and psammitic admixture represented by biotite, muscovite, plagioclase and quartz. Garnet and epidote appear in less abundant carbonate component of these rocks (Fig. 2b).

Type C represent metamorphites of mixed, volcano-sedimentary material with Ca-amphiboles (hornblende, actinolite), epidote, grossular garnet and apatite as diagnostic minerals.

Type D shows characteristic assemblages of clinopyroxene (diopside), K-feldspar, albite and phlogopite-rich biotite together with abundant apatite and prehnite (Fig. 2c and 2d). Pre-metamorphic origin of the protolith is unambiguous and may be of sedimentary or magmatic origin.

Analysed garnets (Tab. 1) reveal variable composition which differs in above distinguished rock types. Garnets in type A and B are mixtures of andradite and grossular end-members, while

garnets in type C show a mixture of grossular and almandine components in solid solution. Epidote represents a mixture of pistacite and clinzoisite end-members with $xps = 0.20 - 0.80$ (Tab. 1). Clinopyroxene of hedenbergite-rich composition is characteristic for metacarbonates containing garnet and epidote (type A), while in assemblages with K-feldspar and biotite in type C monoclinic pyroxene is diopside (salite), Tab. 2. In the same rock type, phlogopite-rich biotite is decomposed, producing the prehnite.

Phase relations between coexisting garnet, epidote and fluid have been investigated in the system $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2$. Metamorphic fluid has been considered a simple binary solution of H_2O-CO_2 , mixing non-ideally according to modified Redlich-Kwong equation of state (Kerrick and Jacobs, 1981). Phase equilibria have been calculated using thermodynamic data of Berman (1988) and computer program GEO-CALC (Berman et al., 1987). Activities of grossular and clinzoisite have been calculated assuming ideal mixing of Al and Fe^{3+} in octahedral site. Model pressure of 5000 bars had been chosen on the basis of geobarometric calculations from surrounding metapelites.

Calculated equilibria in calc-silicates from two different locations (Fig. 1, 3 and 4) show that water-rich fluid with $xH_2O = 0.64 - 0.92$ was in equilibrium with grossular and clinzoisite, close to the invariant point in the T-x(CO_2) space at a temperature of 600 - 630 °C, assuming a model pressure of 5 kbars. Such P-T-x conditions correspond to metamorphic equilibria attained most probably during waning stages of late-Variscan metamorphism, closely connected with granitoid magmatism.

Vznik a formovanie reliéfu Humenských vrchov

LADISLAV DZUROVČIN

Stredisko štátnej ochrany prírody, Hlavná 93, 080 01 Prešov

(Doručené 28. 12. 1992, revidovaná verzia doručená 1. 4. 1993)

Origin and relief formation of the Humenské vrchy Mts. (Western Carpathians)

The morphostructures of the Humenské vrchy Mts. create the tectonic blocks in the various morphotectonic position. Like this they form typical horsts as well as inclined - monoclinal structures. The morphology of individual massifs was created by the processes of karsting, levelling, erosion and by processes of periglacial and slope modelling. In the base of slope there influenced the processes of fluvial modelling and Quaternary sediment accumulation. The individual processes are represented by specific forms of relief. They reflect as intensity and time course of the deformation processes as degree of the original morphostructures preservation. Basing on knowledge of the time course of individual processes there were distinguished 9 stages of geomorphological development in the area. The development started by morphological individualization of morphostructures in the Styrian phase and continued by their continual uplift during the neotectonic phases. Recent form acquired morphostructures by re-modelling predominantly during the periglacial climate of the Pleistocene.

Úvod

Humenské vrchy sú najzápadnejšou časťou Vihorlatských vrchov. Vystupujú ako morfológicky výrazné, relatívne izolované vrchy charakteristické špecifickou geologickou a tektonickou stavbou. Skladajú sa z dvoch samostatných jednotiek - Krivoštianky a Sokola.

Krivoštianka je výrazný masív orientovaný v smere SSZ - JJV. Nad okolie sa dvíha o 300 až 400 m. Prielomová dolina Laborca (Brekovská brána) ho rozdeľuje na dve samostatné časti - vlastnú Krivoštianku a Klakočiny.

Svahové toky Vihorlatu rozdeľujú masív Sokola do troch častí - Kamenie, Humenská a Sokol. Od Krivoštianky ho oddeľuje výrazné sedlo. Je orientovaný v smere JZZ - SVV.

Táto práca je výsledkom komplexnej geomorfologickej analýzy vrchov, v ktorej sa prihliadalo na súčasné poznatky o tektonickom vývoji alpíd (Maheľ, 1984, 1986; Roth, 1986; Misař, 1987), ako aj o paleogeografii a stratigrafii neogénu (Čech, 1982, 1988; Čech a Zeman, 1985; Durica et al., 1987; Rudinec, 1989). Prítom nadväzuje na staršie poznatky z geomorfologických výskumov publikované najmä v prácach širšieho regionálneho, resp. odborného zamerania (Kamiš a Kvitkovič, 1970; Kvitkovič, 1961, 1964, 1965, 1968; Kvitkovič a Hartman, 1962; Kvitkovič a Plančár, 1975; Kvitkovič a Vanko, 1972, 1980; Mazúr a Kvitkovič, 1964; Hochmuth, 1978, 1983; Mazúr, 1980), ale aj na kvartérno-geologické poznatky (Leško, 1952, 1953; Baňacký, 1968, 1987; Mazúr et al., 1980).

Humenské vrchy sú z hľadiska mezozoika a paleogénu. Ich okraje sú sčasti prekryté horninami neogénu. Sú v rozličnej tektonickej pozícii (Roth, 1956, 1957; Leško, 1953; Maheľ, 1963, 1967, 1969, 1971, 1986; Leško a Slávik, 1969).

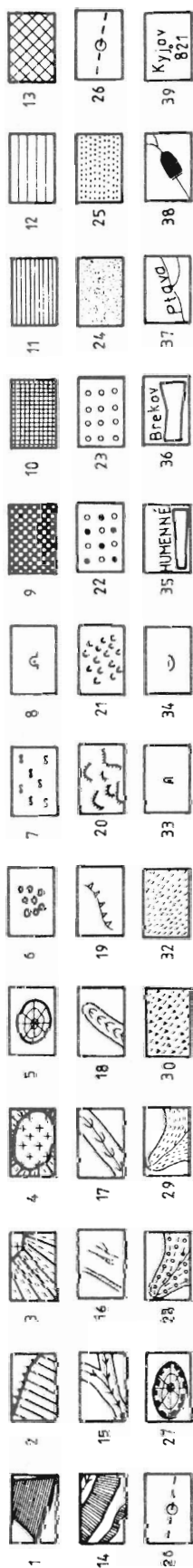
Mezozoikum Humenských vrchov tvorí subtatrikum zastúpené krížňanským príkrovom a vlastné tatrikum zastúpené obalovou sériou. Subtatrikum tvorí hlavnú masu karbonátových hornín masívu Krivoštianka. Zastupuje ho humenská a starianska jednotka (Maheľ, 1986), ktoré tvorí prevažne vápenec a dolomit s vložkami organogénneho vápenca, rohovca, ale aj flyšových vrstiev. Tatrikum vystupuje v podloží paleogénneho bazálneho súvrstvia, resp. v podloží subtatrika - strážska jednotka v masíve Krivoštianky. Tvorí ho predovšetkým doskovitý vápenec.

Paleogénne hominy budujú hlavnú časť masívu Sokol, resp. vystupujú vo forme neširokých pásov po okrajoch Krivoštianky. V úzení ich zastupujú dve formácie, ktoré geneticky patria do centrálnokarpatského paleogénu. Spodné členy tvorí mohutný vývoj bazálneho zlepenca súľovského typu. Nad bazálnym súvrstvom je komplex fľovcovo-pieskovcového súvrstvia (pieskovcovo-bridličnaté súvrstvie podhalianskeho flyšu; Leško, 1953). Centrálnokarpatský paleogén sa na S tektonicky stýka s paleogénom Bradlového pásma.

Neogén zastupujú vulkanity - efúzívny komplex kyjovského stratovulkánu, ktorý na V prekrýva vrstvy humenskej série (Bacsó, 1979; Kaľičiak et al., 1986). Na S od Humenských vrchov, ale aj na ich južnom okraji vystupuje sedimentárny neogén.

Reliéf Humenských vrchov je výsledkom vzájomného pôsobenia endogénnych a exogénnych procesov (obr. 1). Endogénne procesy formovali morfoštruktúru vrchov, exogénne ich morfoskulptúru. Endogénne, ako aj exogénne procesy formovali reliéf Humenských vrchov v priebehu a čase. Poznanie časového priebehu a intenzity procesov nám umožňuje analyzovať geomorfologický vývoj sledovaného územia.





Obr. 1. Geomorfologická mapa Humenských vrchov. A - Tvary formujúce morfoštruktúru: 1 - zlomové stránne, facet, 2 - čiarby naklonených štruktúr, 3 - zvyšky stratovulkanického plásta, 4 - centrálna intrúzia - plug; B - Formy krasovej modelácie: 5 - zvyšky kužeľového krasu, humy, 6 - krasové jamy, závrty, 7 - škrapy, 8 - jaskyne; C - Zarovnaný povrch (báden až panón), 10 - zarovnaný povrch (pont), 11 - poriečna rovin (vrchný pliocén až najstarší pleistocén), 12 - poklesnuté kryhy poriečnej rovne; 13 - úpätny kryogénny povrch, glacis; 14 - erozne svahy dolín a erozne hrany riečnych terás; 15 - doliny tvaru "V", 16 - erozne zárezy a výmole; E - Formy periglaciálnej modelácie: 17 - úvalinové doliny, 18 - úvaliny; F - Formy svahovej modelácie: 19 - skalné steny a skalné ihly, 20 - blokové zosuvy, 21 - pláťové zosuvy; G - Formy fluvialnej modelácie: 22 - pláťové riečne terasy (ris), 23 - akumulácie riečne terasy (wümm); 24 - riečna niva a nivná terasa s pokrovením; 25 - kamenec riečnej nivy; 26 - prístory pirárie, 27 - epigenetický odľahlík; 28 - hĺbko-štruktúry naplavových kužeľov; 29 - ilovitá-hlinité naplavové sedimenty; 30 - bloková kováka a kamenité delúvia; 31 - kamenito-hlinité delúvia, kolúvia; 32 - hlinité delúvia a kolúvia, sprašová hĺbka; 33 - kamenitý delúvia; 34 - štrkoviská, hliniská, pieskovce; J - Iné: 35 - mestá, 36 - osady, 37 - vodné toky, 38 - vodné nádrže, 39 - kóty.

Fig. 1. Geomorphological map of the Humenských vrchov. A - Forms creating morphostructure: 1 - fault slopes, facets, 2 - ridges of the inclined structures, 3 - relicts of the stratovolcanic mantle, 4 - central intrusion - plug; B - Forms of the karst modelling: 5 - relicts of the conic karst, hums, 6 - karst pits, 7 - karrens, 8 - caverns; C - Levelled surfaces: 9 - levelled surface (Badenian - Pannonian), 10 - levelled surface (Pontian), 11 - riverine plain (Upper Pliocene to Lowermost Pleistocene), 12 - dipped blocks of riverine plain, 13 - base of slope cryogenic surface, glacis; D - Valleys: 14 - erosional slopes of the valleys and erosional edges of the river terraces, 15 - valleys of the shape "V", 16 - erosion gullies and rachels; E - Forms of periglacial modelling: 17 - water cut valleys, 18 - water cuts; F - Forms of slope modelling: 19 - rock walls and rock needles, 20 - block landslides, 21 - planar landslides; G - Forms of fluvial modelling: 22 - compound river terraces (Ruscinian), 23 - accumulation river terraces (Wümm), 24 - alluvial plain and alluvial terrace with the cover of loess loams, 25 - stones of the alluvial plane, 26 - spaces of piracy, 27 - epigenetic silt, 28 - loam-gravel alluvial cones, 29 - clay-loam alluvial cones; H - Slope sediments: 30 - block clusters and rock deluviums, 31 - rock-loam deluviums, coluviums, 32 - loam deluviums and coluviums, loess-loam; I - Forms of anthropogenic modelling: 33 - stone pits, gravel pits, sand pits; J - Further: 35 - towns, 36 - villages, 37 - river flows, 38 - dams, 39 - heights of elevations.

Analýza morfoštruktúry

Humenské vrchy prešli v alpínskom orogenetickom cykle viacerými fázami tektonického vývoja, čo sa odrazilo aj na celkovej stavbe ich morfoštruktúry. Jednotlivé fázy tektonického vývoja sú charakteristické špecifickými procesmi tektonickej aktivity. Na tektonickom vývoji Humenských vrchov sa zúčastnili:

- Vrásnivé pohyby paleoalpínskej etapy so vznikom subtransných príkrovov zatlačaných od J na S (Maheľ, 1986).

- Vrásnivé pohyby vo flyšovej geosynklinále, keď sa značne konsolidovaná oblasť Humenských vrchov preformovala do megaantiklinál Krivoštianky a Sokola (Leško, 1953; Maheľ, 1986).

- Zlomová tektonika neoalpínskej etapy, ktorá rozčlenila staršie tektonické jednotky na sústavu nerovnomerne vyzdvihnutých, resp. poklesnutých kryh a podmienuje výlev vulkanitov na ich západnom okraji (Leško a Slávik, 1969; Bacsó, 1986).

Vrásnivé pohyby formovali pasívnu štruktúru vrchov, ktorá sa v súčasnosti prejavuje v štruktúrnem usporiadaní a úložných pomeroch hornín, resp. homínových komplexov. Aktívna morfoštruktúra vrchov je výsledkom zlomovej tektoniky. Poukazuje na to celkový tvar morfoštruktúry, ako aj čiastkové formy reliéfu, odrážajúce jej modelovanie v rámci neotektonického vývoja. Je to najmä:

- Zarovnaný povrch rozličného veku, poukazujúci na stupeň rozrušenia pôvodných morfoštruktúr a na ich následné tektonické rozčlenenie.

- Vzájomná pozícia riečnych terás a naplavových kužeľov, poukazujúca na tektonickú mobilitu územia v kvartéri.

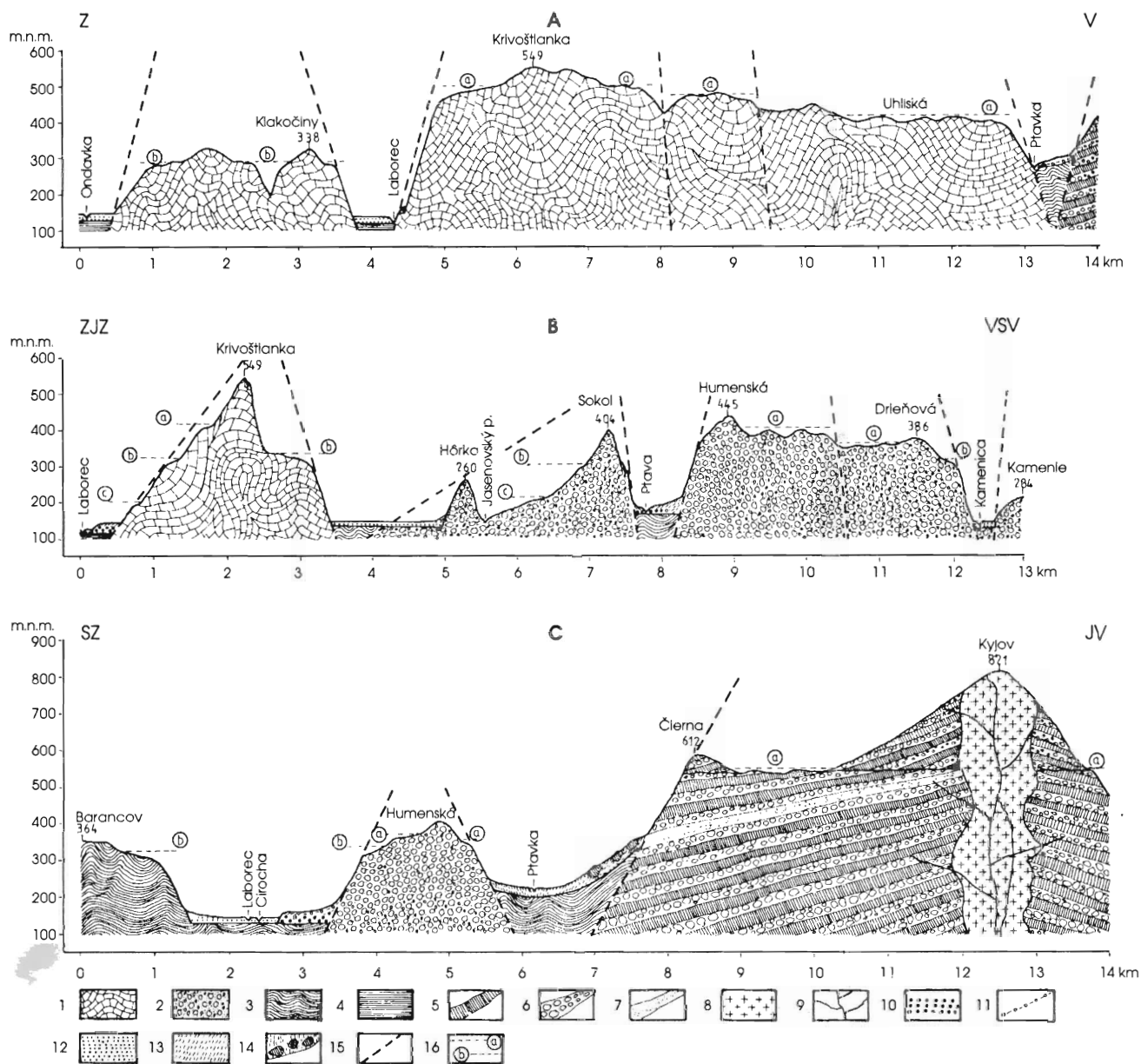
- Textúra dolinnej siete, odrážajúca aktívne, ako aj pasívne zlomy.

- Výsledná forma svahov, indikujúca aktívne zlomy.

A. Analýza čiastkových foriem reliéfu vo vzťahu ku geologickej štruktúre a okolitým formám reliéfu je súčasťou morfoštruktúrnej analýzy reliéfu a vyplývajú z nej nasledujúce poznatky:

Morfoštruktúra Humenských vrchov tvoria samostatné kryhy v rozličnej morfotektonickej pozícii. V masíve Krivoštianky je to kryha Klakočín, Krivoštianky a Uhlísk. Od seba ich oddeľuje ľaborecký a orešký priečny zlom. Masív Sokola tvorí kryha Kamenieho, Humenskej a Sokola. Ich celková morfológická a tektonická pozícia poukazujú na to, že ide o samostatné morfoštruktúrne indivíduá. Kryhy sú buď symetrické, alebo asymetrické.

Symetrické kryhy predstavujú typické hrasty. Hrástovú štruktúru v sledovanom území reprezentuje južná časť Humenských vrchov - masív Krivoštianky. Je súčasťou humensko-uzhorodského hrastu, ohraničeného zo S aj J výraznými zlomami. Jeho členy sú v rôznej morfotektonickej pozícii, pričom na V sú pochované pod sedimentmi neogénu a v súčasnej morfológii sa neprejavujú. Vlastná kryha Krivoštianky, ktorá je súčasťou rovnomerného masívu, predstavuje na J uklonenú morfoštruktúru. Typickým hrastom Humenských vrchov je kryha Humenskej, Klakočín a Uhlísk (obr. 2). Vrcholová časť týchto kryh je zarovnaná a lokálne z nej vystupujú kužeľovité vrchy. Svahy na



Obr. 2. Schematické profily morfoštruktúr Humenských vrchov. A - Pozdĺžny profil masívu Krivoštitanka. B - Priečny profil masívu Krivoštitanka a Sokol, pozdĺžny profil masívu Humenská. C - Priečny profil masívu Humenská, vľavo zvyšok paleogénnych štruktúr Ondavskej vrchoviny, vpravo zvyšok kyjovského stratovulkánu. 1 - mezozoický komplex Humenských vrchov - vápnenec, dolomit, 2 - paleogénny zlepenec bazálneho súvrstvia, 3 - flyšové súvrstvia - pieskovec, ílovec, 4 - neogénne sedimenty - pieskovec, ílovec, 5 - lávové prúdy pyroxenického andezitu, 6 - andezitové vulkanoklastiká, 7 - andezitový tuf, 8 - andezitový, dioritový porfýr centrálnej intrúzie, 9 - žily - dajky, sily, 10 - štrka a piesok riečnych terás, 11 - štrka a hĺna náplavových kužeľov, 12 - prevažne štrk riečnych nív, 13 - svahové sedimenty - kamenito-hlinité až hlinité delúvia, kolúvia, 14 - odtrhnuté andezitové bloky - blokové zosuny, 15 - zlomy, 16 - erózna úroveň zarovnaného povrchu (a) badénia až panónu, (b) pontu, (c) vrchného pliocénu až najstaršieho pleistocénu - poriečnej rovne.

Fig. 2. Schematic profiles of the morphostructures of the Humenské vrchy Mts. A. Longitudinal profile through the Krivoštitanka Massif. B. Transversal profile through the Krivoštitanka and Sokol Massifs, longitudinal profile through the Humenská Massif. C. Transversal profile through the Humenská Massif, on the left - the relict of the Paleogene structures of the Ondavska vrchovina highlands, on the right - the relict of the stratovolcano Kyjov. 1 - Mesozoic complex of the Humenské vrchy Mts. - limestones, dolomites, 2 - Paleogene conglomerates of the basal formation, 3 - flysch formations - sandstone, claystone, 4 - Neogene sediments - sandstone, claystone, 5 - lava flows of the pyroxenitic andesite, 6 - andesite volcanoclastics, 7 - andesite tuff, 8 - andesite, diorite porphyry of the central intrusion, 9 - veins - dykes, sills, 10 - gravel and sand of the river terraces, 11 - gravel and loam of the alluvial cones, 12 - prevailing gravel of the alluvial plains, 13 - slope sediments - rock-loam to loam deluviums, colluviums, 14 - rended andesite blocks - block slides, 15 - faults, 16 - erosional level of the levelled surfaces (a) Badenian to Pannonian, (b) Pontian, (c) Upper Pliocene to Lowermost Pleistocene - riverine plain.

styku s depresnými štruktúrami sú výrazné. Ak kontrolujú aktívne zlomy, sú priamočiare a veľmi strmé - severné svahy masívu Krivošťianky. Sú tu časté facety. Svahy pretvorené zarovnávaním stupňovite prechádzajú do okolitých depresných morfoštruktúr.

Asymetrické kryhy predstavujú naklonené (monoklinálne) štruktúry. Poukazuje na to ich celková morfológia s vývojom kozích chrbtov v ich vrcholovej časti. Hlavný hrebeň je excentricky posunutý v smere maximálneho vykľutia (obr. 2B). Svahy na čele vykľutia kontrolujú tektonické línie a sú veľmi strmé. Sú tu časté skalné bralá sformované procesmi mrazového zvetrávania a gravitácie. Svahy vystupujúce v chrbte vykľutia sú spravidla mierne. Väčšinou ich pretvorilo zarovnávanie a vo forme stupňov prechádzajú do depresných polôh.

Morfoštruktúry Humenských vrchov sa začali morfológicky individualizovať za horotvorných pohybov neoalpinskej etapy, kedy sa južne od vrásnenej flyšovej geosynklinály konsolidované časti Karpát tektoniky rozčlenili a v území vznikli primárne tektonické štruktúry. Ich ďalšie formovanie ovplyvnil celkový výzdvih Karpát oproti poklesávajúcim kryhám Panónskej panvy. Výzdvih mal etapovitý priebeh. Poukazuje na to zarovnaný povrch viacerých generácií, zrezávajúce staršie tektonické štruktúry. Výsledkom celkového vykľutia územia počas neotektonických fáz bola vlna spätnéj erózie, čo sa prejavilo formovaním dolinnej siete. Tá sledovala staršie, ale aj aktívne poruchové zóny, ktoré výrazne podmienili jej rozvoj. To napokon odráža aj jej textúra v širšom okolí sledovaného územia.

Analýza morfoskulptúry

Morfologická individualizácia vrchov podmienila nástup procesov exogénnej modelácie, ktoré čiastočne deštruovali vystupujúce morfoštruktúry. Procesy exogénnej modelácie sa prejavili vznikom špecifických foriem morfoskulptúry, ktoré sú sledovateľné v dnešnom reliéfe a poukazujú na paleogeografický vývoj územia. Sú to predovšetkým výsledné formy krasovatenia, zarovnávanie, erózie, periglaciálnej, svahovej a fluvialnej modelácie, ako aj akumulácie kvartérnych sedimentov.

B. Krasové formy sú výsledkom chemického zvetrávania vápenca a dolomitu Humenských vrchov, menej chemického zvetrávania vápnitého matrixu zlepcov súľovského typu. Intenzívne zvetrávanie sa viaže najmä na zlomy a pukliny v mezozoickom komplexe, ale aj na kontakty vrstiev rôznej geomorfologickej odolnosti.

Krasovatenie prebiehalo počas celého vývoja morfoskulptúry a najintenzívnejšie bolo v tropickej, striedavo humidnej klíme bádenu, sarmatu a panónu a čiastočne aj pontu. V tom období prebiehalo aj intenzívne zarovnávanie, čo sa prejavilo vznikom zarovnaného povrchu vo vrcholovej oblasti Krivošťianky. Výsledkom zvetrávania boli mocné polohy červenej zvetraninovej kôry - terra rossa. Tie sa v depresiách reliéfu zachovali dodnes, resp. sa premiešali s produktmi mladších fáz zvetrávania a sú súčasťou svahových sedimentov. Intenzitu hlbokého chemického zvetrávania podmienil výzdvih vrchov v atickej

horotvornej fáze, keď sa po puklinách rozčleňovalo krasové územia a formoval sa kužeľový kras. Kužele vystupujú ako izolované vrchy zo zarovnaného povrchu, resp. vystupujú v línii na severnom okraji Krivošťianky. Viazu sa na masívny dolomit a vápenec, ktoré vystupujú z vrstiev organogénneho vápenca, slienitého vápenca, ale aj z flyšových vrstiev. Ich vznik teda vyvolalo tak primárne krasovatenie, ako aj tektonika a štruktúra podloží hornín. Podľa tvaru ich charakterizujeme ako humy. Humy vystupujú nad svoje okolie o niekoľko desiatok metrov, zriedkavo aj 250 m. Ich svahy sú strmé, dosahujú sklon od 25 do 40 stupňov.

V pliocéne sa postupne ochladzovalo (Činčura, 1970) a intenzita chemického zvetrávania klesala. V studených obdobiach pleistocénu sa namiesto chemického uplatnilo mechanické zvetrávanie.

Chemické zvetrávanie sa obnovilo po ústupe ľadovcov v holocéne. Pozdĺž puklín sa ďalej formovali krasové jamy (závrty) a jaskyne. Tie sú tak v masíve Krivošťianky, ako aj Sokola. Závrty v masíve Sokola sa viažu na málo stmeľené polohy zlepenca vystupujúce na krídle antiklinály v okolí Chlmca. V masíve Krivošťianka vystupujú na báze plochého reliéfu vo vrcholovej časti Klakočín a Uhlísk. Na svahoch Klakočín sa v holocéne sformovali škrapy. Vystupujú ako škrapové polia v okolí Brekovského hradu.

C. Zarovnaný povrch je výsledkom procesov zarovnávaní. Vznikal v neotektonických štádiách, vo fázach stabilného vývoja regiónu. V území vystupujú v niekoľkých generáciách, ktoré odrážajú postupný výzdvih Karpát en bloc, ako aj postupný ústup hladiny mediteránneho mora lokalizovaného v Panónskej panve. To ešte v miocéne lemovalo južné okraje dvíhajúcich sa Karpát a zálivovite zasiahlo aj oblasti budované paleogénom, na čo poukazujú miocénne sedimenty akumulované v okolí Modry nad Círochou. Zarovnaný povrch vystupuje buď vo vrcholovej časti morfoštruktúr, resp. ho zrezávajú ich svahy. Najvyšší je v nadmorskej výške 400 - 450 m vo vrcholovej časti Krivošťianky (Uhliská) a Humenskej. Jeho ekvivalenty sú aj na západných svahoch Vihorlatu, kde z pôvodnej nadmorskej výšky 400 až 450 m (Hiriač) stúpa na 550 až 800 m vo východnej časti Kyjovskej planiny. Poukazuje to na jeho dodatočné tektonické rozčlenenie. Na svahoch Klakočín, Sokola, ale aj vo vrcholovej časti Beskydského predhoria a čiastočne aj Ondavskej vrchoviny nie je vyvinutý. Kamiš a Kvitkovič (1970) predpokladajú, že zarovnávanie vrchov prebehlo ešte pred nakopením sopečných hornín. Vo Vihorlate naopak predpokladajú zvyšky najmladšieho vulkanizmu, ktorý sa odohral po vytvorení tejto plošiny. Zo súčasných poznatkov o geologickej stavbe a veku hornín, ktoré daný povrch zrezávajú, resp. prekrývajú, vyplývajú nasledujúce fakty: Zarovnaný povrch zrezáva tak horniny mezozoika a paleogénu, ako aj vulkanické horniny prvej intermediárnej formácie, ktoré sa akumulovali v území počas bádenu (Bacsó, 1986; Repčok et al., 1988). Sám je na V prekrývaný efúziivno-explozívny komplexmi najmladších stratovulkánov (obr. 2C), ktoré sa nakopili vo vrchnom sarmate (Kaličiak et al., 1986). Pozícia zarovnaného povrchu na horninách známeho veku určuje spodnú hranicu jeho formovania. Vrchnú hranicu určuje vek

najmladších stratovulkánov, ako aj vek kôry zvetrávania, ktorá povrch pokrýva. Tá je najskôr z hlavnej fázy kaolinického zvetrávania a v karpatskej oblasti sa zaraďuje do bádenu až pontu (Kraus, 1989). Jej korelátym sedimentom sú pelity pestrých sérií opísané z panónskych sedimentov Východoslovenskej roviny (Vass a Čverčko, 1985). Povrch sa teda formoval v období tektonického pokoja medzi štajerskou a atickou horotvornou fázou a dotváral sa v tropickej klíme sarmatu a panónu. Povrch zrezáva staršie morfoštruktúry, čo dokumentuje jeho vývoj na naklonenej kryhe Krivoštianky. V atickej fáze ho rozčlenili diferencované tektonické pohyby.

Po ustálení tektonickej aktivity atickej horotvornej fázy nastúpila v pontu nová etapa planácie reliéfu. V relatívne stabilných oblastiach severného okraja Východoslovenskej roviny prebehlo zarovnávanie procesmi pedimentácie, pri ktorých eróznou bázou tvorila hladina pontského jazerá. Vyzdvihnuté oblasti Karpát zarovnávala laterálna erózia tokov. Táto etapa planácie reliéfu nie je doteraz zo slovenskej časti Karpát dostatočne zdokumentovaná. Zarovnaný povrch tohto obdobia je opísaný z maďarskej, poľskej, ukrajinskej aj rumunskej časti Karpát (Pécsi, 1965; Pinczés, 1969; Starkel, 1965, 1969, 1975; Gofštejn, 1965; Cys, 1965; Cotet a Martiniuc, 1960; Mac, 1973; Schreiber, 1975). Opísaný je aj zo Slanských vrchov (Dzuravčin, 1990). Ekvivalentom zarovnaného povrchu môže byť aj tzv. krasová okrajová rovina opísaná v krasových oblastiach 60 m pod úrovňou stredohorskej rovne (Jakál, 1983). Vystupuje ako stupne na svahoch vyzdvihnutých morfoštruktúr (obr. 2). Ak sa staršie morfoštruktúry zarovnali úplne, takýto povrch je v ich vrcholovej časti. Veľmi dobre sa konzervovala vo vrcholovej časti Klakočín v nadmorskej výške okolo 300 m. Jeho ekvivalentom sú oblé chrbty vrcholových častí Ondavskej vrchoviny v nadmorskej výške 300 až 550 m. Stupne rovnakého veku sú na svahoch Krivoštianky a Sokola v nadmorskej výške 320 až 370 m.

Najnižší zo systému zarovnaných povrchov je po obvode vrchov v relatívnej výške 110 až 120 m, t. j. v nadmorskej výške 220 až 260 m. Na južnom úpätí Krivoštianky je takýto povrch v nadmorskej výške 180 až 200 m, t. j. v relatívnej výške 70 až 90 m nad úrovňou Laborca. Tento povrch je ekvivalentom poriečnej rovne, ktorú opísal Mazúr (1964) v oblasti Západných Karpát.

V pleistocéne sa na málo odolných horninách meogénnej molasy budujúcej úpätia severne položených morfoštruktúr formoval kryogénny povrch - glacis. Je uklonený pod uhlom 5 až 7 stupňov smerom od hlavných masívov. Jeho vznik vzhľadom na veľkú vzdialenosť hlavného toku od vrchov podmienili predovšetkým svahové procesy v periglaciálnej klíme a v súčasnosti ho pokrývajú niekoľko metrov mocné deluviálne sedimenty.

D. Doliny sú výsledkom erózných procesov na svahoch (svahové doliny), resp. procesov fluvialnej modelácie za spoluúčasti tektoniky (riečne doliny). Svahové doliny tvoria okolo 1 km dlhé, do masívov hlboko zarezané „V“ doliny. Drénujú ich len občasné toky. Ich dno prevažne vyplňa pokrov kvartérnych sedimentov malej moci. Pri väčších polohách týchto sedimentov sú v nich výmole a erózne zárezy.

Svahové doliny sa často viažu na tektonické línie, resp. kontakty vrstiev rôznej geomorfologickej odolnosti. Sú prevažne kolmé na smer morfoštruktúr a ich horná časť je často rozvetvená. Na úpätí ústia do okolitých depresí, formovaných tak tektonikou, ako aj eróziou veľkých riek. Depresie sú súčasťou tektonického plánu územia a sú protichodnou formou oproti vystupujúcim vrchom. Toky, ktoré ich drénujú, využili pri ich formovaní spektrum procesov fluvialnej modelácie. Rieky prelomujúce pozitívne morfoštruktúry vytvorili rad riečnych prielomov. Tie sa formovali v závislosti od celkového vývoja riečnej siete. Riečna sieť sa v území začala formovať až nástupom humidnej klímy začiatkom panónu. Eróznou bázou tvorila hladina mediteránneho mora Panónskej panvy. Po výzdvihu Karpát a intenzívnom poklese Východoslovenskej roviny v atickej horotvornej fáze mala väčšina tokov severovýchodného Slovenska tendenciu tiecť od S na J. Tento generálny smer narušili mladé štruktúry vzniknuté vulkanotektonickou aktivitou na severnom okraji Východoslovenskej roviny, ako aj pasívny prejav starších tektonických štruktúr. Laborca a Cirocha, ktoré sledované územie drénujú, postupná individualizácia Vihorlatských vrchov zatlačala smerom na Z. Zatiaľ čo sa svahové doliny začali formovať po tektonickej individualizácii morfoštruktúr, doliny súčasnej riečnej siete až po tektonickom výzdvihu celého územia v rodanskej horotvornej fáze. Poukazuje na to pôvodne jednotný povrch zrezávajúci morfoštruktúry Sokola, kryhu Klokočín, ale aj susedné morfoštruktúry Nízkeho Beskyd.

Výsledkom mohutnej vlny hlbkovej erózie je aj vznik početných prielomov v Humenských vrchoch (obr. 2A, 2B). Riečne prielomy v masíve Sokola vznikli eróznou činnosťou svahových tokov Vihorlatu na tektonicky predisponovaných morfoštruktúrach. Najznámejší je prielom Laborca cez masív Krivoštianky - Brekovská brána. Kvitkovič (1964), Karniš a Kvitkovič (1970), Lukniš (1972) uvádzajú jeho antecedentný pôvod. Ale zo štúdia výšky zarovnaných povrchov tak na svahoch Humenských vrchov, ako aj v okolitých morfoštruktúrach (predovšetkým Ondavskej vrchoviny) vychodí, že sa celé sledované územie po rodanskej fáze dvíhalo takmer rovnomerne. Toky, ktoré ho odvodňovali, sa tak postupne zahľbovali do podložia, pričom často nerešpektovali geomorfologickú odolnosť hornín, resp. prejavy starších tektonických štruktúr. Preto usudzujeme, že tu nejde o typickú antecedenciu, ale o epigenézu. Poukazuje na to aj fakt, že územie ležiace niekoľko sto metrov na Z budujú málo odolné horniny paleogénu bradľového pásma.

Pri zložitom vývoji riečnej siete stredného toku Laborca sa vo veľkej miere uplatňovala piratéria. Jej príčinou bola spätná erózia tokov. Tak Lieskovčák odviezol horný tok Ondávky, ktorá pôvodne ústila do Laborca. Odvedený bol aj horný tok Kamenice a horný tok Ptavy, ktoré pôvodne drénovala Ptavka, resp. Jasenovský potok. Súčasná výšková a morfológická pozícia rozvodných chrbtov a ich vzťah k starým eróznym bázam poukazujú na pliocénny a staropleistocénny vývoj piratérie.

E. Formy periglaciálnej modelácie predstavujú špecifické formy reliéfu vzniknuté za spoluúčasti radu procesov

charakteristických pre periférne oblasti kontinentálneho zaľadnenia. Primárnu úlohu pri ich modelácii mala denudácia. Jej výsledkom sú hladko modelované formy reliéfu, t. j. úvalinovitité doliny, úvaliny, periglaciálne hôrky a sedlá, ale aj výrazne exponované formy mrazového zvetrávania, t. j. skalné steny, ihly a pod. Prvá skupina foriem je v reliéfe Humenských vrchov zriedkavá a vyskytuje sa prevažne na jeho úpätí, ktoré budujú málo odolné horniny flyšu. Skalné zruby sú vo vlastných vrchoch veľmi časté. Viazu sa na výstupy vápenca a dolomitu v masíve Krivošťianky, resp. na mocné polohy zlepenca v masíve Sokola. Dosahujú výšku do 40 m (Podskalka) a dĺžku aj niekoľko sto metrov (kozí chrbát Krivošťianky). Na úpätí skalných zrubov sa hromadí nerovnako mocný pokrov skalných úlomkov akumulovaný vo forme sutinových kužeľov, resp. svahových delúvií.

F. Formy svahovej modelácie sú výsledkom gravitačných svahových pohybov, ktoré rozrušili relatívne pevné komplexy mezozoických a paleogénnych hornín. Zo spektra svahových deformácií opísaných v Západných Karpatoch (Nemčok, Pašek a Rybář, 1971; Nemčok, 1982) sú v Humenských vrchoch rozvinuté predovšetkým plazivé pohyby podpovrchového typu a rúťivé pohyby. Typické zosúvanie kvartérnych zvetraninových plášťov je vzhľadom na ich malú mocnosť vzácné. Je charakteristické najmä pre susedné oblasti s priaznivou geologickou štruktúrou na vznik zosuvov. Plazivé pohyby sa vyskytujú v iniciálnych až rozvinutých štádiách. Ide predovšetkým o rozvoľňovanie svahov a hrebeňov pozdĺž systémov puklín až s vývojom do blokových rozpadlín (Podskalka). Pukliny si uchovávajú najmä primárny smer tektonického namáhania v čase vývoja morfoštruktúry. Vo vrcholovej časti masívov odrážajú celkový smer megaantiklinálneho vykľutia a na zlomových svahoch smer disjunktívnej tektoniky nealpínskej etapy. Pukliny sú často vyplnené zvetraninami, ktoré slúžia ako mechanické klíny mrazového zvetrávania. Plazivé pohyby podmienili vznik rozsiahlych blokových porúch predovšetkým po obvode susedných vulkanotektonických kryh Vihorlatu. Rúťivé pohyby sa prejavili prevažne vo forme opadávanie úlomkov, menej ako skalné rútenie. Ich produkty sa akumulujú na svahoch ako súčasť kvartérnych delúvií, blokoviská a zriedkavo aj ako sutinové telesá.

G. Formy fluviálnej modelácie vytvorila erózna a akumulčná činnosť riek. Ich výsledkom sú riečne terasy, riečne nivy a náplavové kužele. Riečne terasy vystupujú na úpätí Humenských vrchov, ale aj susedných morfoštruktúr ako zložené, resp. ako akumulčné terasy.

Zložené terasy sú v sledovanom území vzácné. Zložená terasa so zachovanou terasovou akumuláciou je na S od Krivošťian v Brekovskej bráne. Vystupuje v nadmorskej výške 170 m, t. j. 35 m nad hladinou Laborca. Terasová akumulácia obsahuje obliaky andezitu a pieskovca, ktoré sú v piesčitom matrice. V ekvivalentnej nadmorskej výške je terasový stupeň zloženej terasy aj na J od Oreského a na pravej strane Laborca v okolí humenskej tehelne. Mocnosť terasovej akumulácie sa v poklesávajúcich oblastiach Východoslovenskej roviny rapídne zvyšuje a v okolí Michaloviec terasový vývoj prechádza do superpozičného.

Typické akumulčné terasy tvoria veľmi výrazné formy najmä po ľavej strane Laborca. Ich erózný stupeň je totožný s eróznym stupňom riečnej nivy. Vystupujú v dvoch generáciách, ako nízka a nívna terasa. Pozdĺž Laborca a Cirochy na severnom úpätí masívu Sokol je nízka terasa v nadmorskej výške 160 až 170 m. Na juhozápadnom úpätí Vihorlatských vrchov vystupuje medzi Krivošťanmi a Zbudzou v nadmorskej výške 130 až 135 m. Štrková akumulácia je mocná od 1 do 20 m. Jej mocnosť sa v smere toku zvyšuje a v poklesávajúcich oblastiach Východoslovenskej roviny postupne konverguje so štrkovou akumuláciou riečnej nivy. Terasovú akumuláciu prekrýva nerovnako mocný pokrov polygenetickej hliny. Na severnom úpätí vrchov je to predovšetkým sprašová hlina mocná 2 až 10 m a na J až 20 m mocná poloha ílovitej hliny a hliny s polohami jemného štrku. Nívna terasa tvorí nevýrazný stupeň vo výške 0,5 m nad vlastnou nivou. Petrografické zloženie jej štrku je totožné so štrkom riečnej nivy.

Riečna niva tvorí niekoľko desiatok až niekoľko sto metrov široký pás pozdĺž Laborca a Cirochy. Tvorí ju fluviálna akumulácia s pokrovom sprašovej hliny na jej povrchu. Fluviálnu akumuláciu tvorí 2 až 8 m mocná poloha štrku - kamenec. So vzrastajúcou vzdialenosťou od toku štrk nahrádzajú jemnejšie variety s obsahom piesku a flu.

Náplavové kužele sú produktom akumulácie svahových sedimentov transportovaných vodou a deponovaných po vyústení toku na plochý povrch riečnych nív. Najväčšie sú na Kamenici a Ptave, kde pokrývajú plochu aj niekoľko kilometrov štvorcových. Malé náplavové kužele sú pri vyústení všetkých významnejších svahových dolín na plochý povrch v podhorí. Náplavové kužele veľkých tokov sú takmer výlučne z andezitových obliakov pochádzajúcich z blízkeho Vihorlatu. Mocnosť kužeľovej akumulácie je do 5 m. Obliaky sa v smere toku triedia, majú rozmery niekoľko desiatok cm až niekoľko m. Náplavové kužele malých tokov tvoria zahmlený štrk až ílovitá hlina. Petrografické zloženie štrku je totožné s horninovým zložením zberného bazénu toku.

H. Svahové sedimenty sú produktmi mrazového a chemického zvetrávania vápenca, dolomitu a zlepenca Humenských vrchov a po svahu sa premiestnili gravitačnými procesmi. Vystupujú vo forme delúvií, kolúvií a blokovísk.

Delúviá tvoria niekoľko desiatok cm mocné polohy kamenitých zvetranín v hlinitom matrice. Úlomky sú zväčša z vápenca a dolomitu, menej zo zvetraného zlepenca. Na exponovanejších svahoch Humenských vrchov sa delúviá nerozvinuli. Produkty mechanického zvetrávania sú na svahoch Krivošťianky často premiešané so staršími zvetraninami typu terra calcis. Vytvárajú kamenito-hlinité zvetraniny červenej až červenohnedej farby mocné aj viac ako 1 m. Kolúviá tvoria mocné polohy zvetranín akumulované na úpätí vrchov, resp. na dne väčších dolín. Ich petrografické zloženie je totožné s petrografickým zložením svahových delúvií. Na povrchu ich často prekrývajú mocné polohy sprašovej hliny a preto celý kolúviálny komplex dosahuje mocnosť aj vyše 10 m. Na kolúviálne sedimenty sa viaže hustá sieť výmoľov a erózných rýh na dne väčších dolín.

Blokoviská sú produktom skalného rútenia. Vystupujú vo forme samostatných skalných blokov na svahoch pod skalnými zrubmi. Bloky sú veľké od 1 do 5 m. Od seba sú vzdialené aj niekoľko desiatok metrov. Súvislejšie polohy vystupujú na úpätí a na dne plytkých dolín, ale formy kamenných morí pritom nevytvárajú.

Analýza geomorfologického vývoja

Geomorfologický vývoj sledovaného územia je odrazom celkových paleogeografických zmien počas neogénu a kvartéru. Ide najmä o celkovú tektonickú mobilitu územia v neoalpínskej etape a o všeobecné zmeny paleoklímy. Špecifické podmienky modelácie reliéfu v jednotlivých etapách jeho vývoja sa odrazili aj v bohatstve a priestorovom rozložení jeho foriem. Mladšie formy reliéfu pritom zrezávajú, resp. pokrývajú staršie formy. Podľa veku jednotlivých foriem rozlišujeme v tektonickom a geomorfologickom vývoji územia nasledujúce vývojové štádiá:

1. Štádium intenzívnych vrásnivých pohybov paleoalpínskej a mezoalpínskej etapy (mezozoikum až paleogén). Je charakteristické tektonickými procesmi, ktoré sa v súčasnosti prejavujú v pasívnej morfoštruktúre vrchov.

2. Štádium vrásovo-zlomových pohybov neoalpínskej etapy (starší miocén). Je charakteristické morfológickou individualizáciou vrchov.

3. Štádium intenzívneho zarovnávania medzi štajerskou a atickou fázou (báden až panón). Je charakteristické takmer dokonalou planáciou vynorených častí morfoštruktúr. Okrem mezozoických a paleogénnych hornín sú zarovnané aj staršie neovulkanity. Na zarovnanom povrchu sa v tropickej klíme formuje mocná kôra zvetrania typu terra rossa. Na tento povrch pokrývajú najmladšie produkty stratovulkanizmu Kyjov. Nástupom humídnej klímy v panóne sa začala formovať novodobá riečna sieť.

4. Štádium tektonickej aktivity atickej horotvornej fázy (panón/pont). Je charakteristické celkovým klenbovitým výzdvihom Karpát a ich rozčlenením na sústavu nerovnako vyzdvihnutých kryl. Klenbovitý výzdvih Karpát sprevádzala postupná subsidencia centrálnych častí Panónskej panvy. Rieky sa postupne zarezávali do vynárajúcich sa území, pričom rešpektovali staršie poruchové zóny, ako aj morfológický prejav starších morfoštruktúr. Na severe okraji Krivoštianky nastalo pozdĺž puklín intenzívne chemické zvetrávanie, relatívne odčlenenie časti územia a vznikol kuželový kras.

5. Štádium tektonického pokoja medzi atickou a rodanskou horotvornou fázou (pont). Je charakteristické čiastočným zarovnaním územia, ktoré na Z od Vihorlatských vrchov dosiahlo stav celkového zarovnania. Podmienila ho laterálna erózia východoslovenských riek pred ich vyústením do Panónskej jazernej panvy za spoluúčasti procesov zvetrávania a svahovej modelácie.

6. Štádium tektonickej mobility rodanskej horotvornej fázy (dák). Je charakteristické novým výzdvihom Karpát. V širšom zázemí Humenských vrchov bol tento výzdvih rovnomerný a sprevádzala ho hĺbková erózia tokov. Tie sa postupne zarezávali do svojho podložja a vytvorili rad regresných a epigenetických priečlovkov.

7. Štádium tektonického pokoja medzi rodanskou a valašskou horotvornou fázou (vrchný pliocén až najstarší pleistocén). Je charakteristické formovaním typického zarovnaného povrchu - poriečnej rovne. Tá sa v dolinách formovala prevažne laterálnou eróziou tokov, na styku vrchov s nížinou aj pedimentáciou. Zachovala sa vo forme stupňov, resp. plošín na úpätí jednotlivých morfoštruktúr.

8. Štádium periglaciálnej modelácie reliéfu v podmienkach postupného výzdvihu územia vo valašskej horotvornej fáze (pleistocén). Je charakteristické striedaním hĺbkovej a laterálnej erózie tokov za vzniku riečnych terás a terasovaných náplavových kuželov. Vo väčšej vzdialenosti od hlavných tokov sa kryogénnymi procesmi formoval erózný povrch - glacis. V tom období sa prejavilo intenzívne mrazové zvetrávanie za vzniku kamenitých a hlinito-kamenitých delúvií. Mrazovým zvetrávaním sa formovali mrazové zruby, ako aj sutinové telesá a blokoviská akumulované na ich úpätí. Výrazné formy reliéfu sa premodelovali do hladkých tvarov periglaciálnych hŕok a sediel.

9. Štádium súčasnej modelácie reliéfu (holocén). Je charakteristické formovaním riečnych nív a nívných terás. Na svahoch a v zasutených dolinách sa v podmienkach relatívneho výzdvihu územia formovali výmole a erózne zárezy. Aktivizovali sa zosuvy a výrazne sa uplatnila antropogénna modelácia reliéfu.

Záver

Morfologickou individualizáciou vrchov sa začal ich geomorfologický vývoj. Je výsledkom tak endogénnych procesov neoalpínskej etapy, najmä jej neotektonických fáz, ako aj celkovými zmenami paleoklímy. Geomorfologický vývoj územia je charakteristický vznikom špecifických foriem reliéfu, ktoré odrážajú čiastkové procesy modelujúce reliéf v jednotlivých štádiách jeho formovania. Poznanie týchto procesov a ich výsledných foriem umožňuje lepšie chápať tak celkový tektonický vývoj územia, ako aj stupeň zachovania morfoštruktúr.

Literatúra

- Bacsó, Z. 1979: Neovulkanické formácie Vihorlatu a ich vzťah k tektonike a epigenetickej mineralizácii. *Mineralia slov.*, 11, 21 - 53.
- Bacsó, Z. 1986: Geologická stavba a zlomové štruktúry stratovulkanov Vihorlatských vrchov. *Mineralia slov.*, 18, 97 - 120.
- Bañacký, V. 1968: Geological history of the northern part of the east Slovakian lowland in the Quaternary. *Geol. Práce, Zpr.*, 44 - 45, 241 - 262.
- Bañacký, V. et al. 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Východoslovenskej nížiny 1:50 000. *ÚDŠ Bratislava*, 117.
- Cotet, P. & Martiniuc, C. 1969: Geomorfologia. In: *Monografia geografica a republicii Populare Romine, I. - Geografia Fizica*. Bucuresti, *AcRPR*.
- Cys, P. N. 1965: Some problems of development of the Soviet Carpathians during Tertiary. In: *Geomorphological problems of Carpathians*. SAV Bratislava, 221 - 234.
- Čech, F. 1982: Ložiská palív - vzťah k hĺbnej stavbe panónskej panvy a karpatského oblúka. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 8, 146.
- Čech, F. 1988: Dynamics of Neogene Carpathian Basins in Relation to Deep Structure, Crustal Type and Fuel Deposits. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 12, 293.
- Čech, F. & Zeman, J. 1985: Genéza a dynamika medzihorských panví v alpínsky mobilnej Európe. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 10, 67 - 108.

- Činčura, J. 1970: Klimatické aspekty nivelizácie reliéfu slovenských západných Karpát v neogéne. *Geogr. Čas.*, 22, 148 - 162.
- Đurica, D., Namestnikov, J. G., Strelcova, T. V. & Dongarov, J. G. 1987: History of the Pannonian Basin and its margins in the Cenozoic. *Mineralia slov.*, 19, 385 - 400.
- Dzurovčin, L. 1990: Geomorfologické pomery strednej časti Slanských vrchov. [Kandidátska dizertačná práca.]. Manuskript - archív GÚ SAV Bratislava, 168.
- Gofštejn, I. D. 1964: Neotektonika Karpát. Kijev, AN USSR, 182.
- Hochmuth, Z. 1978: Jaskyne Humenských vrchov. *Slov. Kras*, 16, 125 - 136.
- Hochmuth, Z. 1983: Geomorfologické pomery Humenského podolia. *Zbor. pedag. Fak. Univ. Šafár. (Prešov), príř. Vedy*, 22, 299 - 318.
- Jakál, J. 1983: Krasový reliéf a jeho význam v geomorfologickom obraze Západných Karpát. *Geogr. Čas.*, 35, 2, 160 - 183.
- Kaličiak, M., Konečný, V. & Lexa, J. 1986: Paleovulkanická rekonštrukcia stratovulkanov Vihorlatu a Popriečného. *Region. Geol. Západ. Karpát Správy o geol. výsk.*, 123 - 126.
- Karniš, J. & Kvitkovič, J. 1970: Prehľad geomorfologických pomerov východného Slovenska. *SPN Bratislava*, 220.
- Kraus, I. 1989: Kaolíny a kaolínové íly Západných Karpát. *Západ. Karpáty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen.*, 287.
- Kvitkovič, J. 1961: Príspevok k poznaniu neotektonických pohybov vo Východoslovenskej nížine a priľahlých oblastiach. *Geogr. Čas.*, 12, 176 - 194.
- Kvitkovič, J. 1964: Concerning the basic geomorphological problems of the east Slovakian lowland. *Geogr. Čas.*, 15, 143 - 159.
- Kvitkovič, J. 1965: La jeune tectonique et son reflet dans le relief sur l'exemple de l'arc volcanique de Vihorlat - Popriečný et la plaine de l'Est. *Geograph. Polonica*, 9.
- Kvitkovič, J. 1968: Die geomorphologische verhältnisse im No-teil des Ostslowakischen Tieflandes. *Wűrb. geogr. Arb.*, 22, 1 - 35.
- Kvitkovič, J. & Harman, M. 1962: Niekoľko poznámok o výskyte kóry zvetrávania a jej vzťahu k reliéfu v podhorí sopečného oblúka Vihorlat - Popriečný. *Geogr. Čas.*, 13, 213 - 228.
- Kvitkovič, J. & Plančár, J. 1975: Analýza morfoštruktúr z hľadiska súčasných pohybových tendencií vo vzťahu k hlbínnej geologickej stavbe Západných Karpát. *Geogr. Čas.*, 27, 309 - 325.
- Kvitkovič, J. & Vanko, J. 1972: Súčasné pohyby zemskej kóry v oblasti východného Slovenska. *Geogr. Čas.*, 24, 151 - 163.
- Kvitkovič, J. & Vanko, J. 1980: Recent vertical Movements of the Earths Crust in the West Carpathians. *Geogr. Čas.*, 32, 171 - 179.
- Leško, B. 1952: Vplyv geologickej stavby na vodnú sieť Laborca. *Geol. Sbor.*, 3, 45 - 58.
- Leško, B. 1953: Geológia tektonických jednotiek na východnom Slovensku pri Humennom. *Geol. Sbor.*, 4, 373.
- Leško, B. & Slávik, J. 1969: Tektonika sedimentárnych formácií vihorlatskej oblasti. *Geol. Práce, Spr.*, 47, 133 - 149.
- Lukniš, M. 1972: Reliéf. In: M. Lukniš (Ed.): *Slovensko II - Príroda. Obzor Bratislava*, 124 - 202.
- Mac, I. 1973: Les problèmes des piemonts sur le versant de l'ouest des montagnes Calimani-Gurghiu-Harghita. *Flemonitule*, 267 - 279.
- Maheľ, M. 1963: Nové poznatky o stratigrafii a tektonickom postavení Humenského pohoria. *Geol. Práce, Zpr.*, 30, 1 - 20.
- Maheľ, M. 1967: Humenské pohorí. In: T. Buday (Ed.): *Regionální geologie ČSSR II/1. Academia Praha*, 333 - 341.
- Maheľ, M. 1969: Zlomý a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. *Geol. Práce, Spr.*, 47, 7 - 29.
- Maheľ, M. 1971: Humenské pohorie vo svetle niekoľko nových stratigrafických poznatkov. *Mineralia slov.*, 3, 243 - 245.
- Maheľ, M. 1984: Nová koncepcia vývoja a stavby Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 16, 505 - 540.
- Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. Palealpínske jednotky - 1. *Bratislava, Veda*, 503.
- Mazúr, E. 1980: Morfoštruktúry. In: E. Mazúr (Ed.): *Atlas SSR. Bratislava, Slov. Kartografia*, 44.
- Mazúr, E., Činčura, J. & Kvitkovič, J. 1980: Geomorfológia. In: E. Mazúr (Ed.): *Atlas SSR. Bratislava, Slov. Kartografia*, 46 - 47.
- Mazúr, E. & Kvitkovič, J. 1964: Geomorfologický prehľad. In: A. Matějka (Ed.): *Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Zborov - Košice. Bratislava, ÚUG*, 208 - 218.
- Misař, Z. 1987: Regionální geologie světa. *Praha, Academia*, 705.
- Nemček, A. 1982: Zosuvy v slovenských Karpatoch. *Bratislava, Veda*, 320.
- Nemček, A., Pašek, J. & Rybář, J. 1971: Dělení svahových pohybů. *Sbor. geol. Věd, Hydrogeol. inž. Geol.*, 77 - 97.
- Pécsi, M. 1965: Upper pliocene - post Pannonian sediments in the middle mountains of Hungary. In: *Geomorphological problems of Carpathians. Bratislava, SAV*, 199 - 220.
- Pinczés, Z. 1969: Tertiary surfaces of Tokaj (Zemplín) mountains. *Studia Geomorph. Carpath. Balc.*, III, Kraków, 3 - 16.
- Repčok, I., Kaličiak, M. & Bacsó, Z. 1988: Vek niektorých vulkanitov východného Slovenska určený metódou stóp po štiepení uránu. *Západ. Karpáty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogén.*, 75 - 88.
- Rudinec, R. 1989: Zdroje ropy, zemného plynu a geotermálnej energie na východnom Slovensku. *Mineralia slov. - Monogr.*, Bratislava, Alfa, 162.
- Roth, Z. 1956: Geologie Humenského pohorí na východním Slovensku. *Geol. Práce, Zpr.*, 8, 5 - 35.
- Roth, Z. 1957: Mesozoikum Humenského pohorí. *Geol. Práce, Zoš.*, 46, 323 - 327.
- Roth, Z. 1986: Kinematic model of the tectonic development of the Carpathians and Alps in Cenozoic times. *Čas. Mineral. Geol.*, 31, 1 - 15.
- Schreiber, W. E. 1975: Vulkanomorphologische aspekte des Hargita gebirges. *Rev. roum. Géol. Geophys. Geogr., Sér. Géogr.*, 19, 2, 189 - 198.
- Starkel, L. 1965: Evolution of the Upper San basin during the Neogene. In: *Geomorphological problems of Carpathians. Bratislava, SAV*, 127 - 180.
- Starkel, L. 1969: The age of the stages of development of the relief of the Polish Carpathians in the light of the most recent geological investigations. *Stud. geomorphol. carpatho-balcanica (Kraków)*, III, 33 - 44.
- Starkel, L. 1975: Šoobšćenje o sovremennom sostrojanji isledovaniĵ razvijaĵ poverchnostej viravnivaniĵa v pofskich Karpatach. *Stud. geomorphol. carpatho-balcanica (Kraków)*, 73 - 81.
- Vass, D. & Čverčko, J. 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny. *Geol. Práce, Spr.*, 82, 111 - 126.

Origin and relief formation of the Humenské vrchy Mts. (Western Carpathians)

The Humenské vrchy Mts. are located in the south-western edge of the volcanic mountain range Vihorlat as morphologically expressive, relatively isolated outliers of the Neo-Alpine tectonic phases. The limestones, dolomites and conglomerates are their main lithotypes. The relief of the Humenské vrchy Mts. is the result of the mutual activity of the endogenic as well as exogenic processes. Their morphostructure reflects the tectonic processes of the Alpine orogeny. Folding during the Paleo-Alpine and Meso-Alpine stages formed the passive mountain morphostructure and this is reflected in the recent position of rock complexes. The morphological

individualization is the result of the Neo-Alpine faulting. The mountain belt alone is created by individual tectonic blocks in the various morphotectonic position forming horsts or inclined structures (Fig. 2). Individual blocks are divided by cross-cutting valleys of the Laborca river and its sprouts into partial blocks. Geomorphological development of the studied region started by morphological individualization of the morphostructures and is the reflection of the total paleogeographic changes during Neogene and Quaternary. Such changes consist mainly of the total tectonic mobility of the region during the Neo-Alpine stage as well as common paleoclimate changes. The

specific conditions of the relief modelling have their reflection in the abundance and the space distribution of relief forms (Fig. 1). The younger forms of relief in this way cut or cover older forms. On the basis of knowledge about the age of individual forms, the following evolution stages were distinguished in the tectonic and geomorphologic development:

1. The stage of the intensive fold movements during the Paleo-Alpine and Meso-Alpine events (Mesozoic to Paleogene), which is characterized by tectonic processes having reflection in recent passive morphostructure of the mountain belt.

2. The stage of the fold-fault movements in the Neo-Alpine stage (Earlier Miocene). It is characterized by morphological individualization of the mountain belt.

3. The stage of the intensive peneplanization between Styrian and Attican stages (Badenian to Pannonian). The nearly thorough levelling of the emerged parts of the individual morphostructures is typical for this stage. Besides the Mesozoic and Paleozoic rock complexes the older neovolcanites are levelled, too. In the levelled surface the thick crust of the waste similar terra rossa is formed in the tropical climate. This surface is covered by the youngest products of the stratovolcano Kyjov in the eastern part (Fig. 2). The humidic climate appearing in the Pannonian starts the creation of the newly-formed drainage system.

4. The stage involving the tectonic activity of Attican orogenic phase (Pannonian/Pontian). It is characterized by thorough upfold uplift of the Carpathians and their segmentation into the system of the unequal blocks. The upfold uplift of the Carpathians is accompanied with the gradual subsidence of the central parts of the Pannonian basin. The rivers gradually cut-downward into the emerging territories, preferently utilizing the older fault zones as well as convenient parts of older morphostructures. The manifestations of intensive chemical weathering, separation of the part of the territory and conical karst origin were found along the joints in the northern edge of Krivoštianka hill.

5. The stage of the tectonic calm between the Attican and Rhodanian phase (Pontian). It is characterized by partial levelling of the territory, which westward from the Vihorlat Mts. reached the state of the thorough levelling. This process was stimulated by lateral erosion caused by the East-Slovakian rivers before their mouthing into the Pannonian lake basin.

6. The stage of the tectonic mobility during the Rhodanian orogenic phase (Dacian) is characterized by new uplift. This uplift is equable in the larger hinterland of the Humenské vrchy Mts. and is accompanied by vertical erosion caused by water streams. These gradually cut-downward into the underlying rock complexes, creating numerous regressive and epigenetic breakthrough structures.

7. The stage of the tectonic calm between the Rhodanian and Walachian phase (Upper Pliocene to Lowermost Pleistocene) is characterized by creation of typical levelled surface - riverine plain as the result of lateral water erosion. The relicts of this are the rock steps or platforms in the base of individual morphostructures.

8. The stage of periglacial relief modelling in the conditions of continual regional uplift during the Walachian orogenic phase (Pleistocene). It is characterized by alternation of downward and lateral water erosion creating the river terraces and alluvial cones. The frost weathering is affecting during this period and influenced the origin of rock and loam-rock deluviums. The frost weathering formed the frost cliffs and frost debris on their basis. The sharp relief forms were affected by re-modelling into the smooth forms of periglacial hillocks and saddles.

9. The stage of the recent relief modelling (Holocene). It is characterized by alluvial plains and terraces formation. The rachs and erosion gullies are forming in the conditions of region uplift in slopes and debriated depressions. The landslides are activated. The anthropogenic modelling starts its significant influence.

Neptunické dajky karbonátov v bazických vulkanitoch Považského Inovca

JÁN SOTÁK¹, DUŠAN PLAŠIENKA², JÁN SPIŠIAK¹ a PAVEL UHER²

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

²Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava

(Doručené 17. 12. 1992, revidovaná verzia doručená 15. 2. 1993)

Neptunian carbonate dykes hosted by basic volcanic rocks in the Považský Inovec Mts. (Western Carpathians)

The rare occurrence of neptunian dykes in association with volcanites was ascertained in the Považský Inovec Mts. Neptunian dykes and volcanites display here the mutual thermochemical interaction. The most probable reason of the environment of the dykes overheating was their synchronism with volcanites. Such interpretation is proved by facts reached by observation of internal structures of dykes and their isotopic geochemistry as well as by study of fluid inclusions etc. The body of basic volcanites containing neptunian dykes is sited in the scaled structure of the Humienec hill, created by rudimentary members of Tatricum and South-Penninicum or its origin is tied with Vahicium (this structure obviously has analogical position as the Matrei zone of the Eastern Alps). Described occurrence is similar like the occurrences of the neptunian dykes in the ophiolitic complexes of the Penninicum (Weissert and Bernoulli, 1985) from the point of view of their Jurassic age as well as the geotectonic conditions of their origin (fragmentation of oceanic crust accompanied with simultaneous hydrothermal activity).

Úvod

Dajky sedimentárnych hornín hosfujú vo vulkanitoch zriedka. Ich vznik spravidla súvisí s procesmi kolapsovej a extenznej tektoniky a v tomto smere je každý výskyt dajkovitého asociovania sedimentov a vulkanitov zdrojom cenných geotektonických informácií. Celkom ojedinelým prípadom takéhoto výskytu v Západných Karpatoch je teliesko vulkanických hornín s neptunickými dajkami na hrebeni Humienca v Považskom Inovci.

Študované bazické vulkanity sa doteraz považovali za súčasť permských súvrství zavrásnených do šupinového pásma Humienca (Maheľ, 1986). Nové hodnotenie tohto výskytu opierame o sedimentárne a izotopové záznamy vzájomnej termochemickej interakcie dajok a vulkanitov, čo naznačuje ich synchrónnosť. Takýto prístup je aj východiskom celkového prehodnotenia pôvodu belickej sukcesie vystupujúcej v severnej časti Považského Inovca (selecký blok), ako aj nedoriešených otázok veku bazických vulkanitov s metarohovcami v oblasti Hôrčanskej doliny.

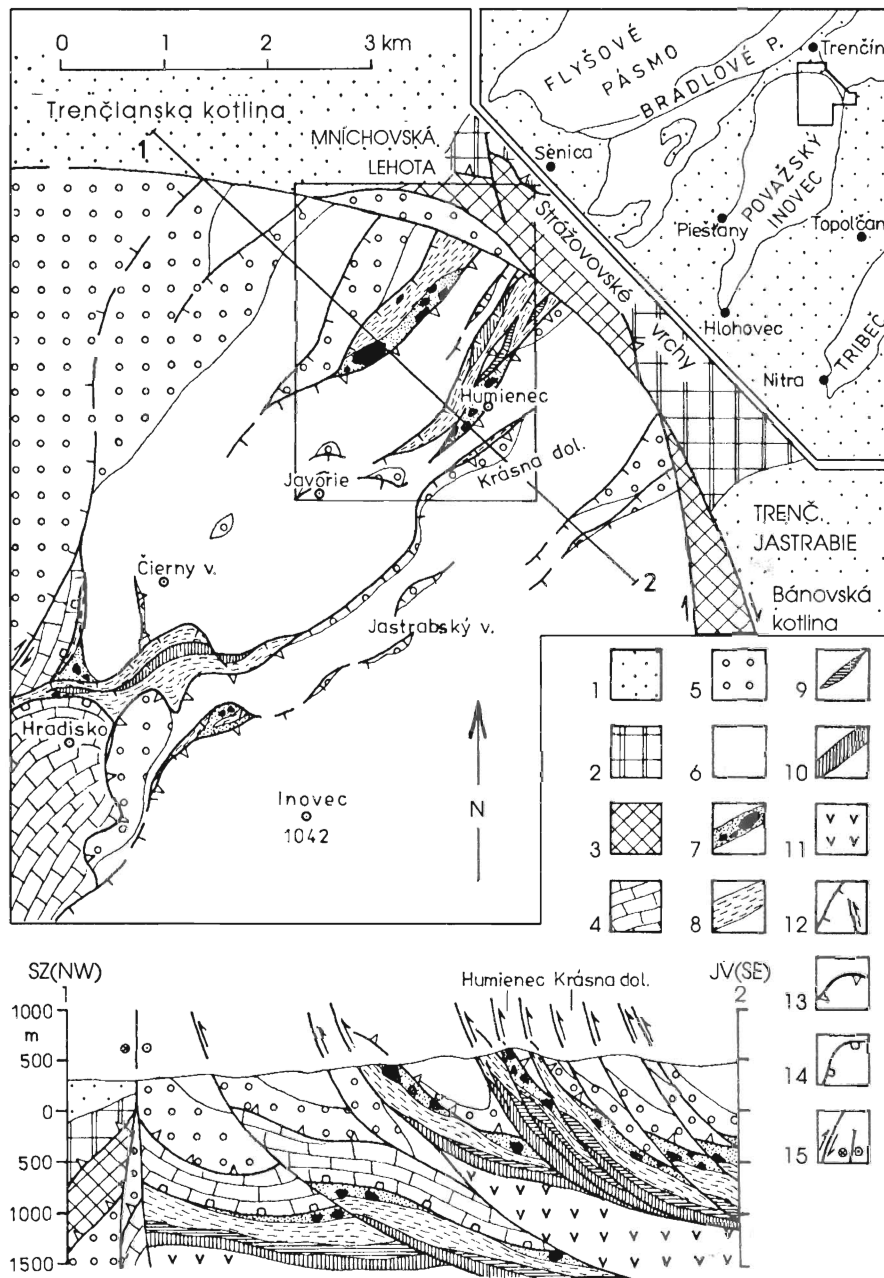
Geologické postavenie

Študovaný objekt predstavuje teleso s objemom iba niekoľko desiatok m³ v polymiktnej mixtitovej brekcii zloženej z klastov od mm veľkosti až po megaolistolity s priemerom vyše 100 m. Vystupuje pri lesnej ceste (s červenou turistickou značkou) v sedle pod vrcholom Humienca (kóta 609 m) na severnom hrebeni Považského Inovca nad motoretom Radar pri Mníchovej Lehote (obr. 1, 2). Mixtitové brekcie tvoria vyššiu časť flyšového súvrstvia vrchnej kriedy a z Považského Inovca ich prvýkrát opisala Kullmanová a Gašparíková (1982). Flyšové súvrstvie je

súčasťou silne tektonicky rozčleneného a len rudimentárne zachovaného sledu, ktorý tvoria tmavé silicitické bridlice a červené rádiolarity vrchnojurského veku, pestré slieňovce strednej kriedy a flyšové súvrstvie s olistolitmi vrchnej kriedy. Tento sled, ktorý podľa typického vystupovania v okolí poľovnickej chaty Belice pri Selci označujeme ako belická sukcesia, nie je súčasťou tatrických komplexov severnej časti Považského Inovca ležiacich v jeho tektonickom nadloží (obr. 1), ale zrejme reprezentuje oceánske sedimenty a pravdepodobne aj vulkanity jursko-kriedového veku juhopeninského, resp. váhického pôvodu. Ich výnimočný výskyt v severnej časti Považského Inovca je podmienený prítomnosťou vhodných tektonických štruktúr, a to systému imbrikovaných šupín s plochami odlepenia pod staršou násunovou plochou tatrika (obr. 1) a značnému výzdvihu tejto najexternejšej tatrickej zóny.

Tmavé silicitické bridlice a červené rádiolarity belickej sukcesie, ktoré Kullmanová a Gašparíková (1982) stratigraficky zaradili do albu - cenomanu, sú podľa novších určení rádiolárií vrchnojurského veku (oxford, Ožvoldová a Peterčáková, ústne informácie). Tvoria úzke tektonické šupiny na báze alebo uprostred vrchnokriedového flyša. Pozoruhodné je, že v južnejších oblastiach v Hôrčanskej doline identické silicity, ale viac metamorfované a bez mikrofauuny, ležia v priamom nadloží mohutného komplexu metabazitov, ktoré sa doteraz pokladajú za súčasť penninských sedimentárno-vulkanických komplexov (Putiš, 1986).

Spodnokriedové homity sa zatiaľ v belickej sukcesii nezistili. Na severnom svahu Humienca vystupuje jedna veľká a niekoľko menších šupín (obr. 2) pestrých červeno-fialových a sivozelených slieňovcov a slienitých bridlíc, ktoré obsahujú turónske planktonické foraminifery *Rotalipora reicheli*, *Ticinella asberti*, *Praeglobotruncana* sp.

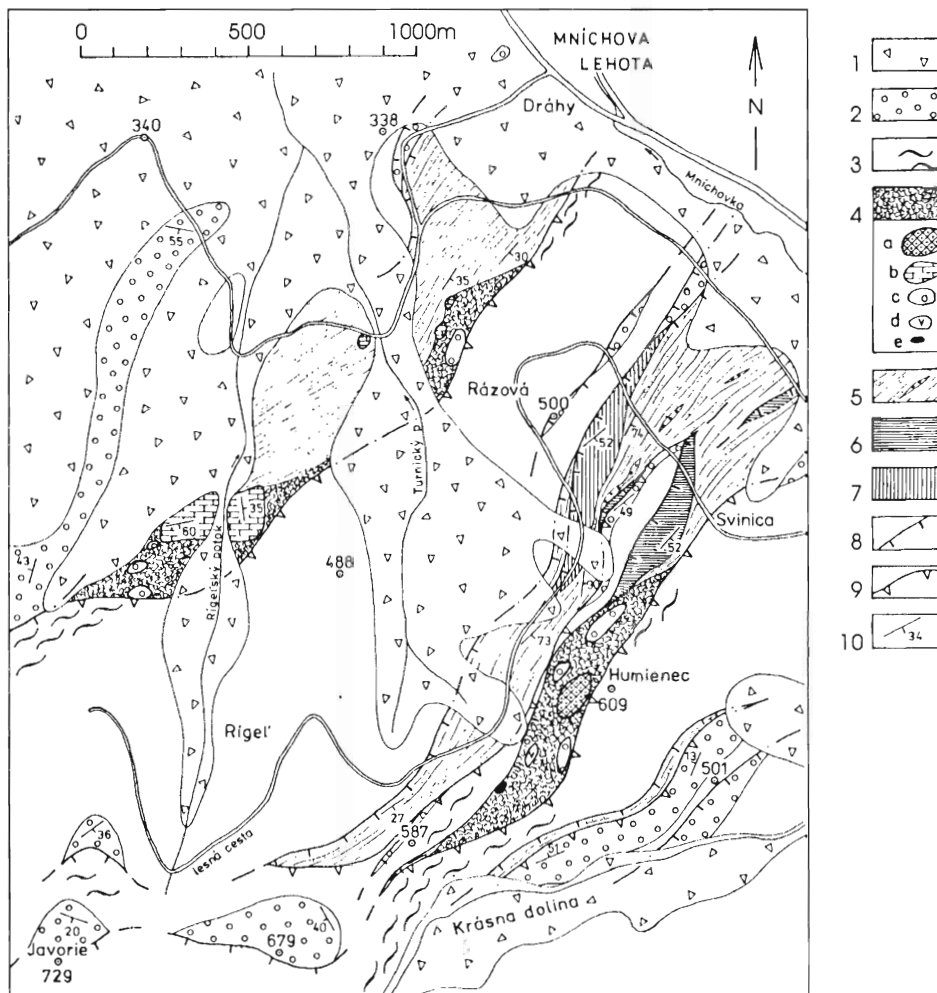


Obr. 1. Pozícia belickej sukcesie v severnej časti Považského Inovca. 1 - neogénne sedimenty, 2 - karbonáty chočského príkrovu, 3 - manínska jednotka, 4 - olistoplaka triasových karbonátov tatrica, resp. križňanskej jednotky, 5 - permoskýtske sedimenty tatrica, 6 - kryštalínický fundament tatrica, prevažne muskovitické svory, 7 - mixtité brekcie s olistolitmi, senón, 8 - flyšový komplex, senón, 9 - pestré slieňovce, turón, 10 - silicity, malm (7-10 - belická sukcesia), 11 - vulkanické horniny oceánskej kóry váhika (len v reze), 12 - prešmyky, 13 - príkrovové plochy, 14 - bazálna plocha olistoplaky triasových karbonátov, 15 - pravostranné bočné posuny. Výsek v mape je znázornený na obr. 2.

Fig. 1 Position of Belice succession in the Northern part of the Považský Inovec Mts. 1 - Neogene sediments, 2 - carbonates of the Choč nappe, 3 - Manín unit, 4 - megaolistolite of the Triassic carbonates of Tatrica or Križna unit, 5 - Permian - Scythian sediments of Tatrica, 6 - crystalline basement of Tatrica, mainly muscovite mica shales, 7 - mixtite breccias with olistolites, Senonian, 8 - flysch complex, Senonian, 9 - variegated marlstones, Turonian, 10 - silicites, Malm (Belice succession), 11 - volcanic rocks of oceanic crust of Vahicium (only in cross section), 12 - thrusts, 13 - nappes, 14 - basal plane of the megaolistolite of Triassic carbonates, 15 - dextral strike-slips. Detail of the map is shown in Fig. 2.

a i. Pestré slieňovce typu „couches rouges“ zrejme tvoria priame podložie vrchnokriedového flyšového súboru. Ten sa začína drobnorytmickou tmavosivo sfarbenou distálnou sekvenciou, na ktorú nasadá proximálna, na pieskovec bohatá sekvencia s telesami konglomerátov. Globotrunkáno-

vá mikrofaua poukazuje na koňacký vek flyšového komplexu (Kulmanová a Gašparíková, 1982), ale pravdepodobne zastupuje aj celý santón. Súčasťou flyšového súboru je totiž aj súvrstvie masovočervených slieňovcov a sivých vápnitých pieskoviec s telesami mixtitových brekcií.



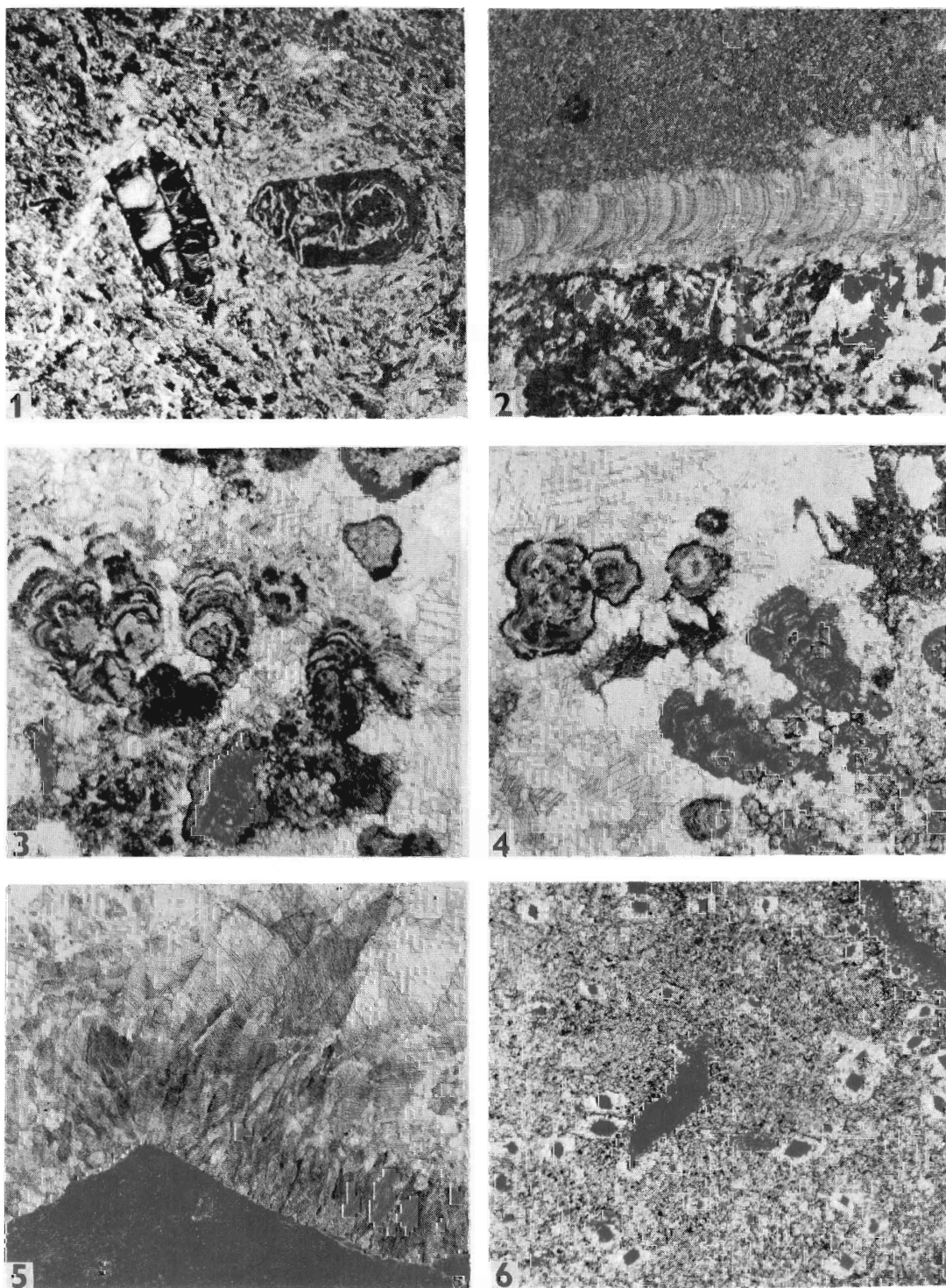
Obr. 2. Geologická mapa severných svahov Inovca. 1 - kvartérne uloženiny, 2 - pestré ílovcové a prachovcové bridlice, pieskovce a kremence (permokýt), 3 - predalpínske kryštalinikum so zónami blastomylonitov (2, 3 - tatrikum), 4 - mixtitové brekcie s olistolitmi: a - červené piesčito-krinoidové vápence (lias - doger), b - vápence a dolomity (stredný trias), c - kremeňové arkózové pieskovce (permokýt), a-c - olistolity tatrického pôvodu, d - zelené metabazity, fialové mandľovcové bazalty s neptunickými dajkami, d-e - olistolity váhického pôvodu, 5 - flyšové súvrstvie s telesami konglomerátov (koňak - santón), 6 - pestré slieňovce (turón), 7 - tmavé kremité bridlice a červené rádiolarity (malm), 8 - prešmyky (mladšie), 9 - násunové plochy (staršie), 10 - smer a sklon vrstvivostí.

Fig. 2 Geological map of the northern slopes of the Považský Inovec Mts. 1 - Quaternary deposits, 2 - variegated clayey and siltstone shales, sandstones and quartzites (Permian - Scythian), 3 - Pre-Alpine crystalline basement with blastomylonite zones (2, 3 - Tatricum), 4 - mixtite breccias with olistolites: a - red sandy-crinoidal limestones (Lias - Dogger), b - limestones and dolomites (Middle Triassic), c - quartzose and arcose sandstones (Permian - Scythian), a - c olistolites of Tatric origin, d - green metabasites, violet amygdaloidal basalts with neptunian dykes, d - e olistolites of the Vahic origin, 5 - flysch formation containing the bodies of conglomerates (Coniacian - Santonian), 6 - variegated marlstones (Turonian), 7 - dark quartz shales and red radiolarites (Malm), 8 - thrusts (younger), 9 - overthrust planes (older), 10 - bedding strike and inclination.

Vystupuje v samostatnej šupine na severných svahoch Považského Inovca a obsahuje kampánsko-mástrichtskú foraminiferovú mikrofaunu *Globotruncana* cf. *contusa* Cushman, *Globotruncana* ex gr. *arca* Cushman, *Globotruncana* sp., *Neoflabelina* sp., *Stensioeina* sp., *Rotalina* sp. atď. Na iných miestach sú červeno sfarbené slieňovce medzi sivým flyšom a telesami mixtitových brekcií vyvinuté len rudimentárne, resp. úplne chýbajú.

Mixtitové brekcie zrejme predstavujú podmorské sutinové a masové toky, ktoré sa do hlbokovodného pelagického prostredia dostali z blízkeho kontinentálneho svahu. Obsahujú netriedený ostrohranný materiál od mm veľkosti až po megaolistolity, pričom jeho pôvod

možno väčšinou odvodíť priamo z hornín typických pre tatrikum seleckého bloku. Sú to predovšetkým charakteristické hrubolupenité muskovitické svory, ktoré tvoria až 90 % materiálu brekcií, ďalej klasty permských hornín kálnickej skupiny - pestrých ílovcových a prachovcových bridlíc, arkózových a kremeňových pieskovcov, ktoré už môžu patriť do skýtu, spodnojurských a strednojurských piesčito-krinoidových vápencov a neokómskych kalpionelových vápencov. Pre fragmenty jurských a spodnokriedových vápencov je opäť typická piesčitá prímes až veľké klasty svorov a permských hornín, čo indikuje ich pôvod z lokálnej štruktúry tatrika seleckého bloku. Zároveň sa jurské piesčito - krinoidové



Tab. I. 1 - Bázičský vulkanit s pseudomorfozami po pyroxénoch a fluídálnou štruktúrou základnej hmoty. Lok. Humienec, zv. 26x; 2 - Styk vulkanitu a neptunickej mikrodajky cez lem palisádového kalcitu s esovite deformovanými lisčmi. Lok. Humienec, zv. 45x; 3 - Endostromatolity kokardovitého tvaru do výplni neptunických dajok. Lok. Humienec, zv. 86x; 4 - To isté, zv. 45x; 5 - Cementačná výplň dajky z fibroradiálneho kalcitu. Lok. Humienec, zv. 30x; 6 - Idiomorfné klenčičky Fe-karbonátov s tmavými jadrami v silicitekej výplni dajky. Lok. Humienec, zv. 86x.

Pl. I. 1 - Basaltic volcanite with pseudomorphs after pyroxenes and fluidal structure of matrix. Loc. Humienec hill, magn. x26; 2 - Contact of volcanite with the neptunian microdyke through the rim of palisade calcite with the S-shape deformed beams. Loc. Humienec hill, magn. x45; 3 - Endostromatolites of the cockade shape in the filling of the neptunian dykes. Loc. Humienec hill, magn. x86; 4 - Endostromatolites of the cockade shape in the filling of the neptunian dykes. Loc. Humienec hill, magn. x45; 5 - The filling of the dyke created by the fibro-radial calcite. Loc. Humienec hill, magn. x30. 6 - Idiomorphic small rhombohedrons of Fe-carbonates with dark cores in the siliceous filling of the dyke. Loc. Humienec hill, magn. x86.

TAB. 1

Hodnota $\delta^{13}\text{C}$ a $\delta^{18}\text{O}$ a izotopová teplota získaná z neptunických dajok a kalcifikovaných vulkanitov (lokalita Humienec)

$\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values and isotopic temperatures reached from the neptunian dykes and calcified volcanites (loc. Humenec hill)

	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Izotopová teplota ($^{\circ}\text{C}$)
kalcifikovaný vulkanit	2,2	-13,5	97,6
ferolitická krusta - hardground	1,8	-13,1	94,5
karbonátová výplň dajky I	2,7	-15,0	109,8
karbonátová výplň dajky II	2,1	-14,7	107,4
karbonátová výplň dajky III	2,1	-14,6	106,6
karbonátová výplň dajky IV	2,6	-14,9	109,0
karbonátová výplň dajky V	3,1	-14,5	105,7
karbonátová výplň dajky VI	2,6	-14,7	107,4
karbonátová výplň dajky VII	2,3	-13,9	100,9
karbonátová výplň dajky VIII	3,0	-15,1	110,7
karbonátová výplň dajky IX	2,1	-15,1	110,7
kalcitová výplň dajky I	2,7	-15,0	109,8
kalcitová výplň dajky II	2,6	-14,8	108,2
kalcitová výplň dajky III	2,8	-14,8	108,2
kalcitová výplň dajky IV	2,6	-14,7	107,4
kalcitová výplň dajky V	2,3	-13,6	98,5

vápence našli aj vo forme neptunických žíl v permských horninách, v olistolitoch a v autochtónnej pozícii.

Súčasťou brekcií sú však aj ojedinelé olistolity bazických vulkanitov, ktoré neodvodzujeme z tatrika, ale ich považujeme za bloky odtrhnuté z čiel kompresných šupín vytiahnutých z podložia belickej sukcesie, teda pravdepodobne z hornín oceánskej kôry váhika. Sú to hlavne sivozeleno sfarbené jemnozrnné vulkanity a vulkanoklastiká, metamorfované a značne deformované, ako aj unikátne nemetamorfované teliesko fialových mandľovcových bazaltov s neptunickými dajkami, ktoré sú predmetom tejto práce.

Neptunické dajky karbonátov

Neptunické dajky červenkastých karbonátov vystupujú v bazických vulkanitoch na Humienci. Tvoria sieťovitý systém zátekov sledujúcich plochy planoparalelnej odlučnosti a priečne dilatčné trhliny. Rozhranie vulkanitov a dajok je nepravidelné a zväčša ostré. Vo výplni dajok je množstvo extraklastov vulkanitov erodovaných zo stien dajok pri ich otvorení (difúzna brekciácia).

Dajky sú vyplňané buď červenkastými karbonátmi, alebo kalcitovým pseudosparom. Karbonáty sa s vulkanitmi stýkajú cez lemy palisádového kalcitu s esovite deformovanými lúčmi (Tab. I, obr. 2) alebo cez kôrky hardgroundov a železitých stromatolitov. Karbonáty vo výplni dajok sú mikrosparitické, obsahujú početné fragmenty vnútorných hardgroundov a kalcitový silt (skalenoedrické hroty iniciálneho tmelu dajok zrezané vnútornou eróziou). Zaujímavým fenoménom pozorovaným v karbonátovej výplni sú železito-mangánové endostromatolity kokardovitého tvaru (Tab. I, obr. 3, 4). Stromatolity majú jemnú mikrolamináciu a ich prírastkové zóny oddeľuje tmavý železito-mangánový film. Ide o kolomorfne stromatolity vznikajúce bakteriálnou činnosťou. Karbonáty v niektorých dajkách sú silicifikované, čo poukazuje na doznievanie

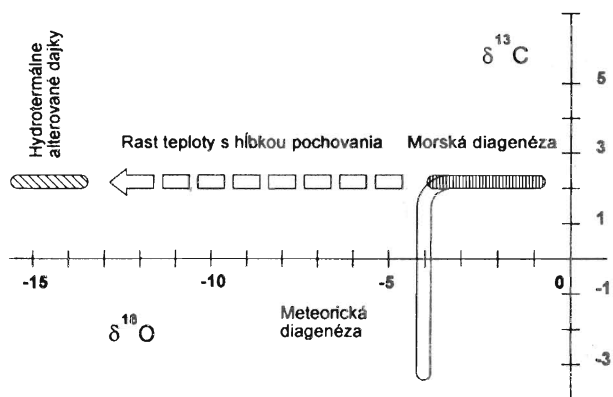
vulkanických emanácií a hydrotermálnej aktivity. Tvoria ich mikrokryštalická chalcedónová hmota, v ktorej sú rozptýlené dokonale idiomorfne klenčky Fe-karbonátov s tmavými jadrami (Tab. I, obr. 6).

Niektoré dajky vytmeľuje len fibroradiálny kalcit alebo hrubý blokový pseudospar (Tab. I, obr. 5). Štruktúry zaznamenané v tejto výplni pripomínajú zvyčajné štruktúry vnútorných sedimentov dutín (radiálny kalcit, tmel typu „dog-teeth“, kalcitový silt a pod.).

Na datovanie veku karbonátov z výplne dajok sa biostratigrafické údaje nezískali. Karbonáty sú rekrystalizované pravdepodobne následkom termochemickej alterácie (podobný charakter rekrystalizácie majú napr. aj jurské vápence z neptunických dajok v ofiolitových komplexoch penninika - cf. Weissert a Bernoulli, 1985). Vzhľadom na váhický (penninský) pôvod belickej sukcesie sa dá predpokladať, že aj vek červeného vápence z výplne dajok je jurský.

Izotopické zloženie výplne neptunických dajok

Karbonátová a kalcitová výplň neptunických dajok z vulkanitov Humienca v porovnaní s normálnym marinným tmelom preukazuje výrazne zvýšený obsah ľahkého kyslíka (tab. 2). Obsah $\delta^{18}\text{O}$ klesá až na hodnotu naznačujúcu účinky horúcich fluidů pri vnútornej sedimentácii v dajkách (-14,7 až -15,0 ‰ $\delta^{18}\text{O}$, obr. 3). Rovnaké zľahčovanie kyslíka vykazujú aj vulkanity (-13,5 ‰ $\delta^{18}\text{O}$), čo svedčí o ich difúznej kalcifikácii fluidami totožného izotopového zloženia, ako ovplyvňovali sedimentáciu v dajkách. Naproti tomu uhlíkové izotopové zloženie, ktoré na zvyšovanie teploty nereaguje (Friedman a O'Neil, 1977), si v dajkách podržalo typicky morskú hodnotu $\delta^{13}\text{C}$ (2,1 - 2,7 ‰). Na morský charakter cementácie dajok poukazuje aj relatívne vysoký obsah Sr v ich výplni (Sr = 316 ppm). Dôkazom alterácie dajok je aj prítomnosť Ba, Cu, Cr, Ni a iných prvkov, ktoré sa do ich výplne mohli dostať len ako exhalčné minerálie.



Obr. 3. Graf zľahčovania kyslíkových izotopových pomerov v závislosti od teploty. Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ z neptunických dajok Humienca spadajú do poľa fluid preteplených okolo 100 $^{\circ}\text{C}$.

Fig. 3. Diagram of the oxygen isotopes lightening vs. temperature. Values of $\delta^{18}\text{O}$ from the neptunian dykes of the Humenec hill fall into the field of fluids overheated to about 100 $^{\circ}\text{C}$.

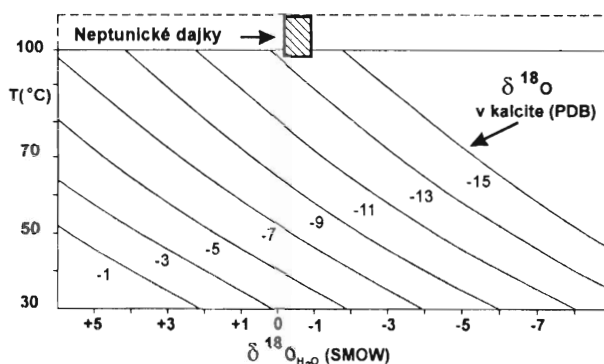
V karbonátových horninách sa zľahčenie kyslíka na hodnotu okolo -15‰ $\delta^{18}\text{O}$ všeobecne považuje za extrémne, vyvolané alteráciou vysokoteplotnými fluidami (Jadoul et al., 1992; Morse a MacKenzie, 1990). Teplotu alterácie neptunických dajok možno stanoviť priamym výpočtom z Craigsvej rovnice (1965): $T = 16,9 - 4,21 (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w) + 0,14 (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)^2$. Podľa hodnôt nameraných z výplne dajok ($-13,5$ až $-15,0\text{‰}$) fluidá ovplyvňujúce ich tvorbu dosahovali teplotu 95 až 110 °C. Na odhad teploty alterácie možno využiť aj grafy izotopového zľahčovania $\delta^{18}\text{O}$ pochovaného tmelu (Woronick a Land, 1985). V systéme kriviek prepočítaných zo vzťahu $10^3 \ln \alpha = 2,78 \times 10^6 T^{-2} - 2,89$ a izotopového zloženia recentnej morskej vody ($-0,2\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$) spadajú aj vzorky s hodnotami $-13,5$ až $-15,0\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$ do poľa fluid s teplotou okolo 100 °C (obr. 4). Podobné odčerpávanie $\delta^{18}\text{O}$ preukazujú aj teplé pramene späté s fumarolovou aktivitou. Pri teplote prameňov 80 až 100 °C sa hodnota $\delta^{18}\text{O}$ pohybuje okolo -15‰ (porov. Richter a Beseneker, 1983). Analogický pokles $\delta^{18}\text{O}$ na hodnotu až $-16,3\text{‰}$ sa zaznamenal aj v neptunických dajkách infiltrovaných v ofiolitových komplexoch penninika, pri ktorých sa tiež predpokladá hydrotermálna (Barbieri et al., 1979; Lemoine et al., 1983) alebo hydrotermálno-metamorfická alterácia (Weissert a Bernoulli, 1984). Podľa minerálnych asociácií hostiteľských hornín týchto dajok (ofikalcity, ultramafity a pod.) sa tiež uvažuje s teplotou fluid od 200 do 400 °C (Weissert a Bernoulli, l. c.).

Termometrické údaje sa získali aj štúdiom fluidných inklúzií v kalcitovej výplni dajok. Teplota homogenizácie fluidných inklúzií ($T_h = 135$ až 150°C) rámcovo súhlasí s izotopovou teplotou a potvrdzuje alteráciu dajok horúcimi fluidami. Kryometrické údaje ($T_m = -2,3$ až $-3,3\text{°C}$) svedčia o vyžrážaní kalcitu z nízkokonzentrovaných roztokov ($3,76$ až $5,31\text{ wt\%}$) blízkych salinite morskej vody (morská voda obsahuje $3,5\text{ wt\%}$, Kaufmann et al., 1990).

Bázické vulkanity

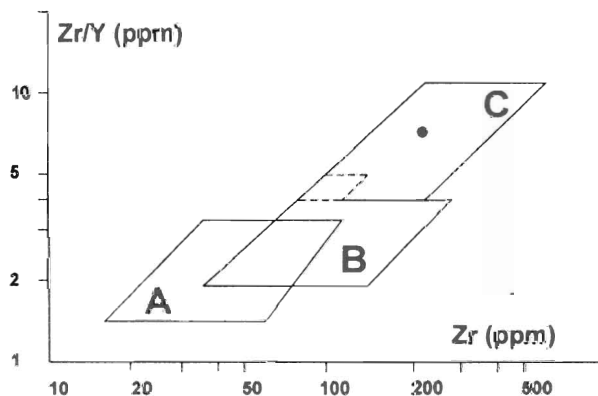
V telese vulkanitov Humienca vystupujú prevažne masívne až usmernené jemnozrnné a mandľovcové typy efuzív fialovočerveného sfarbenia.

Vulkanity majú porfyrickú štruktúru a hemikryštalický charakter základnej hmoty. Pre základnú hmotu je najtypickejšia trachytická a pilotaxická štruktúra, zriedkavejšie v nej pozorovať aj hyalopilitické a fluidálne štruktúry. Pôvodne sklovitá základná hmota je devitrifikovaná a zakalená. Pozorovať v nej lištičky živcov a drobné pseudomorfózy po mafických mineráloch. Výrastlice boli hlavne z klinopyroxénu (charakteristický prierez, Tab. 1, obr. 1), plagioklasu, príp. aj z ďalších mafických minerálov (amfibolu, pravdepodobne aj olivínu). Pre vysoký stupeň premeny možno verifikovať iba klinopyroxén a plagioklas. Výrastlice pôvodného klinopyroxénu sú intenzívne premenené na zmes: Fe-oxidy, chlorit, epidot + kremeň. Podľa charakteru premeny, povahy hornín a pseudomorfóz predpokladáme, že išlo o Cpx diopsidického zloženia. Porfyrické výrastlice pôvodného plagioklasu úplne zatláča sericit, epidot a karbonát. Základnú hmotu tvoria hlavne lišty plagioklasu (obsah anortitovej zložky cca 30 - 35).



Obr. 4. Graf odčerpávania $\delta^{18}\text{O}$ s teplotou pochovania (Woronick a Land, 1985). Šrafované je vyznačené pole zodpovedajúce hodnote $\delta^{18}\text{O}$ z neptunických dajok Humienca pri hodnote morskej vody $-0,2$ až $-1,0\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$.

Fig. 4. Diagram of the $\delta^{18}\text{O}$ depletion with the burial temperatures (Woronick and Land, 1985) - hatched is field of the $\delta^{18}\text{O}$ values from the neptunian dykes of the Humienec hill which correspond to the seawater values in the range from $-0,2$ to $-1,0\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$.



Obr. 5. Pozícia bazaltu z Humienca v Zr vs. Zr/Y diskriminačnom diagrame nekumulatívnych bazaltov z troch hlavných tektonických prostredí. A - bazalty ostrovných oblúkov, B - bazalty stredooceánskych chrbtov, C - vnútroplátňové bazalty (Pearce a Norry, 1979).

Fig. 5 The position of the basalt from the Humienec hill in the Zr vs. Zr/Y discriminant diagram for the non-cumulative basalts of three tectonic environments: A - island-arc basalts, B - mid-oceanic ridge basalts, C - intra-plate basalts (Pearce and Norry, 1979).

Plagioklas je čiastočne premenený (sericitizácia, epidotizácia) a lokálne v ňom pozorovať aj zonálnu stavbu. Okrem plagioklasu možno v základnej hmote pozorovať aj bohatý rudný pigment a drobné pseudomorfózy po mafických mineráloch. Celá hornina je intenzívne karbonatizovaná (difúzna karbonizácia). Na základe minerálneho zloženia možno študované horniny zaradiť medzi bazické efuzíva typu bazaltov, príp. až trachytov.

Geotektonické podmienky vzniku bazických vulkanitov z Humienca sme sa pokúsili špecifikovať podľa obsahu stopových prvkov (tab. 2). Ale interpretáciu geotektonického prostredia ich vzniku komplikuje relatívne vysoký stupeň alterácie, ktorý sa prejavuje redistribúciou obsahu niektorých prvkov. Obsah prvkov charakteristických pre

TAB. 2

Obsah stopových prvkov v bazických vulkanitoch z Humienca
(spektrálna analýza, hodnoty v ppm)
Content of the trace elements in the basic volcanites
from the Humenic hill (spectral analysis, values in ppm.)

	Bazalt I	Bazalt II	Kalcitová výplň dajky
Ba	<30,0	288,0	19,1
Sr	65,0	83,0	316,0
Be	6,9	-	-
B	118,0	132,0	0
Ga	23,0	11,0	<3,0
Sc	31,6	-	-
Y	33,1	74,0	<3,0
Zr	209,0	400,0	0
Sn	11,2	<3,0	0
Mo	3,9	4,6	0
Cu	19,1	27,0	28,2
V	229,0	204,0	17,4
Ni	39,8	56,0	8,3
Co	28,8	26,3	0
Cr	117,0	107,0	8,9
Pb	3,0	<3,0	0

bazaltové taveniny (Cr, Co, Ni) je trocha nižší a zodpovedá skôr prechodným členom medzi bazaltom a andezitom (Wedepohl, 1975), t. j. odráža pôvodné minerálne zloženie (vysoký obsah svetlých minerálov). B sa vo vulkanitoch nadmerne skoncentroval azda pri interakcii magmy so sedimentmi neptunických dajok a zvýšená hodnota Sc, Y, Zr a Sn by mohla naznačovať vnútroplatinovú afinitu bazaltu (pozri Zr vs. Zr/Y diskriminačný diagram, obr. 5).

Diskusia

Neptunickými dajkami sa nazývajú dajkovité a silovité telesá mladších, zvyčajne pelagických alebo hemipelagických sedimentov, ktoré hostujú v plytkovodných karbonátoch. Štruktúra ich výplne odráža procesy vnútornej sedimentácie, disolúcie, submarinnej diagenézy a meteoricko-fréatickej cementácie až karstifikácie, povliekania emisných povrchov hardgroundmi a pod. Zakladanie neptunických dajok spravidla súvisí s procesmi kolapsovej a penetratívnej syndepozície tektoniky. Takéto procesy prebiehali hlavne v extenznom režime vyvolanom riftovaním pasívnych okrajov dosiek (Wiedenmayer, 1963; Schlager, 1969; Wendt, 1971, a i.). Na pôvod neptunických dajok sú viaceré náhľady. Pokladajú sa buď za hydraulické injekcie do puklín otvárajúcich sa na okrajoch nakláňaných halfgrabenov (Winterer et al., 1991), alebo za descendentné sedimenty prenikajúce do riftových zlomových systémov následkom hydrodynamickej cirkulácie vody (Hsü, 1983). Ale v obidvoch prípadoch vznik neptunických dajok vyvolávajú extenzné procesy riftingu.

Neptunické dajky sú vo vulkanitoch sporadické. Prípady dajkovitého asociovania hornín ofiolitovej asociácie a semipelagických sedimentov sú známe len z penninika Švajčiarskych Alp (Weissert a Bernoulli, 1985a, b, a i.). V serpentinitoch a ofikalcitoch penninika sú infiltrované dajky červeného vápenca preukazujúce znaky laminácie,

geopetálneho vyplňania, kalcitového vytmeľovania a pod. Vápenec vo výplni dajok nesie izotopické záznamy tepelnej alterácie (odčerpánie $\delta^{18}\text{O}$ až na $-16,3\text{‰}$), ktorá sa dáva do súvislosti alebo s hydrotermálnou alteráciou (Barbieri et al., 1974; Lemoine et al., 1983), alebo so subkrustálnou metamorfózou oceánskeho dna (Weissert a Bernoulli, 1984). Zakladanie neptunických dajok v ofiolitových komplexoch penninika súvisí s fragmentáciou kôry oceánskeho dna sprevádzanou hydrotermálnou aktivitou a gravitačným kolapsom (Weissert a Bernoulli, 1985).

Výskyt bazických vulkanitov a neptunických dajok na Humienici má - podobne ako už uvedené výskyt z penninika - genetické pozadie, a preto predpokladáme, že karbonáty a vulkanity sú tu v stratigrafickom, nie v transgresívnom kontakte. V prospech takejto interpretácie svedčia fenomény difúznej kalcifikácie a kontaminácie na strane vulkanitov a doznievania vulkanickej činnosti (silicifikácia, fytotermálne produkty - endostromatolity, exhalčné minerálie a pod.) a hydrotermálnej aktivity (rekryštalizácia vápenca, odčerpánie $\delta^{18}\text{O}$ na hodnoty zodpovedajúce teplote 95 až 110 °C, homogenizačná teplota fluidných inklúzií 135 až 150 °C, železito-mangánová mineralizácia, inkrustáty na stenách dajok - hardgroundy a pod.) na strane karbonátov. Charakter nízko-teplotných hydroteriem by teoreticky mohli nadobudnúť aj morské roztoky v dajkách veľmi hlbokého založenia. Dajky s preteplením okolo 100 °C by pri geotermickom gradiente 25 - 35 °C/1000 m však museli mať hlboký dosah až niekoľko km. I keď je známe, že neptunické dajky prenikajú až niekoľko desiatok metrov hlboko do podloží komplexov, uvádzaný dosah nie je reálny. Navyše aj v takých prípadoch má cementačná výplň neptunických dajok nezmenené izotopové zloženie blízke produktom morskej diagenézy ($\delta^{18}\text{O} = -4,5\text{‰} - 0,5\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C} = +2,0\text{‰} - 0,5\text{‰}$; Hurley a Lohmann, 1989). Preto za pravdepodobnejší dôvod preteplenia prostredia dajok považujeme ich synchronnosť s vulkanitmi. Ak predpokladáme jurský vek karbonátov, potom rovnaký vek možno prisúdiť aj bazickým vulkanitom.

Bazické vulkanity z Humienca zložením a charakterom pripomínajú bazalty až metabazalty z južnejších oblastí Považského Inovca (Hôrčanská dolina), ktoré ako súčasť permských sedimentárno-vulkanických komplexov opísal Putiš (1986). Osobitosťou výlevných telies bazaltov v Hôrčanskej doline sú niekoľkokentimetrové vložky červenofialového silicitu, ktorým Putiš (l. c.) pripisuje hydrotermálno-vulkanický pôvod. Silicifikácia však sprevádza výlevy bazických vulkanitov v submarinných podmienkach, čo v prípade kontinentálneho vývoja permu v Západných Karpatoch je nie reálne. Vulkanogénne jasperoidy sú produktmi hydrotermálnej aktivity oceánskeho dna vyzrážané zo soľaniek, ktoré sú aj pravdepodobným zdrojom kremíka hlbokovodných silicitových sedimentov (Davis, 1918; Hesse, 1989). Preto silicity z Hôrčanskej doliny môžu mať aj sedimentárny pôvod a mladší než vrchnopermský vek. Ich charakter (mikrokryštalické až amorfné štruktúry, chýbanie regenerovaných a zhrubnutých kremenných zrn, jemná laminácia konturitového typu, karbonátové klence pripomínajúce odmiešanie karbonátových komponentov v rohovcoch, niektoré útvary typu fantómov

a pod.), ako aj analógia so silicitickými bridlicami a rádiolaritmi belickej sukcesie takúto interpretáciu podporujú.

Od ostatných efuzívnych hornín Považského Inovca - intermediálnych hornín (kremitých porfyrítov) v kryštaliniku severnej časti Považského Inovca (Hovorka, 1960) a kremitých porfýrov a pyroklastík v perme (Rojkovič, 1980) - sa vulkanity z Humienca výrazne odlišujú. Rozdiely sú tak v petrografickom, ako aj geochemickom charaktere (minerálne zloženie, textúra, štruktúra, vyššia bázicita). Podobne veľké odlišnosti sú v porovnaní s mezozoickými vulkanitmi centrálnych Západných Karpát (Hovorka a Spišiak, 1988). Spomenuté vulkanity sú bezživcové a majú aj odlišné minerálne zloženie, textúru, štruktúru a výrazne alkalický charakter. Svojím zložením a charakterom nemajú vulkanity z Humienca v najbližšom okolí ekvivalent (porovnať by ich bolo možno s niektorými typmi vulkanitov opísaných z konglomerátov bradlového pásma; Šimová, 1985, resp. s melafýrovými horninami chočského príkrovu).

Záver

Pravdepodobne mezozoické bazalty s neptunickými dajkami karbonátov sú ojedinelým výskytom v rámci Západných Karpát, a preto aj otázka ich pôvodu má veľký význam pre pochopenie stavby severného okraja tatrika a celého styku centrálnych a vonkajších Karpát. Keďže teleso je podľa všetkéhoolistolitom vo vrchnokriedových flyšových komplexoch, dôležitá je interpretácia vzniku mixtitových brekcií, v ktorých je uložené. Brekcie sú netriedené chaotické sedimenty bez matrixu uložené v prostredí distálneho flyša s bohatým zastúpením pelagickej zložky. Ich podstatnú zložku tvoria klasty derivované z hornín tatrika, ktoré ležia bezprostredne nad flyšom s brekciami vo forme rozsiahleho príkrovu fundamentu. Brekcie interpretujeme ako výplň kanálov na úpätí kontinentálneho svahu, ktorý pokladáme za aktívny kontinentálny okraj v čele postupujúcej kôrovej šupiny tatrika. Samotné vrchnokriedové flyšové súvrstvie potom pozostáva z pelagitov a distálnych turbiditov uložených v trenčovej priekope na spodnej, váhlickej (juhopenninskej) platni, do ktorej náhle bočne vnikali sutinové toky a sklzové telesá, ale aj turbiditné prúdy vznikajúce na strmom, nestabilnom svahu v čele vrchnej - tatrickej (austroalpínskej) platne. V kompresnom tektonickom režime zošupinovateniu epizodicky podľahli aj vulkanické komplexy oceánskej kôry v podloží belickej sukcesie, ktoré prenikli cez trenčové sedimenty a občas poskytliolistolitový materiál pre sklzové brekcie.

Podobný model sedimentácie s hrubnutím nahor flyšového megacyklu sa použil aj na interpretáciu genézy kriedových komplexov zóny Matrei vo Východných Alpách (Frisch et al., 1987). Pozostáva zo silne zošupinovatených sedimentárnych telies „Bündnerschiefer“ a „Tauernflysch“ bohatých naolistolity a tektonické šupiny austroalpínskeho pôvodu. Sedimentárno-tektonická melanž zóny Matrei sa vytvárala v čele a podloží progradujúcej kôrovej lamely austroalpinika. Svojím vystupovaním na rozhraní penninika a spodného austroalpinika má táto zóna zrejme analogické tektonické postavenie ako šupinové pásma seleckého bloku v Považskom Inovci.

PodĎakovanie. Ďakujeme RNDr. J. Hladíkovej, CSc. (Český geologický úrad Praha) za izotopové analýzy a podnetnú diskusiu o ich výsledkoch. Vďaka vyslovujeme aj dr. M. Kalinajovi (Geologický ústav SAV) za termokryometrické údaje z fluidných inklúzií.

Práca vznikla v rámci grantu 2/999 125 (SAV). Za finančnú podporu ďakujeme Grantovej agentúre pre vedu.

Literatúra

- Barbieri, M., Masi, U. & Tolomeo, L. 1979: Stable isotope evidence for a marine origin of ophalcalites from the north-central Apennines (Italy). *Mar. Geol. (Amsterdam)*, 30, 193 - 204.
- Bernoulli, D. & Weissert, H. 1985: Sedimentary fabric in Alpine ophalcalites, South Pennine Arosa zone. *Switzerland, Geology*, 13, 11, 755 - 762.
- Craig, H. 1965: The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. In: E. Tongiorgi, (Ed.): *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Pisa*, 3 - 24.
- Davis, E. F. 1918: The radiolarian cherts of the Franciscan Group. *Univ. Calif. Publ. Bull., Dept. Geol.*, 11, 235 - 432.
- Friedman, I. & O'Neil, J. R. 1977: Compilation of stable fractionation factors of geochemical interest. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 440K, 12.
- Frisch, W., Gommeringer, K., Kelm, U. & Popp, F. 1987: The upper Bündner Schiefer of the Tauern window - A key to understanding Eoalpine orogenic processes in the Eastern Alps. In: H. W. Flügel and P. Faupl (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps. Franz Deuticke, Vienna*, 55 - 69.
- Hesse, R. 1989: Silica diagenesis: origin of inorganic and replacement cherts. *Earth Sci. Rev.*, 26, 253 - 284.
- Hovorka, D. 1960: Poznámky o kremitých porfyrítach severnej časti Považského Inovca. *Geol. Práce, Spr.*, 18, 65 - 69.
- Hovorka, D. & Spišiak, J. 1988: Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát. *Veda (Bratislava)*, 263.
- Hsü, K. J. 1983: Neptunite dykes and their relation to the hydrothermal systems. *Geology*, 11, 455 - 457.
- Hurley, N. F. & Lohmann, K. C. 1989: Diagenesis of Devonian reefal carbonates in the Oscar Range, Canning Basin, Western Australia. *J. Sed. Petrology*, 59, 1, 127 - 146.
- Jadoul, F., Berra, F., Frisia, S., Ricchiuto, T. & Ronchi, P. 1992: Stratigraphy, paleogeography and genetic model of Late Carnian carbonate breccias (Castro Formation, Lombardy, Italy). *Riv. ital. Paleont. Stratigr.*, 97, 355 - 392.
- Kaufman, J., Meyers, W. J. & Hanson, G. N. 1990: Burial cementation in the Swan Hills Formation (Devonian), Rosevear Field, Alberta, Canada. *J. Sed. Petrology*, 60, 6, 918 - 939.
- Kullmanová, A. & Gašparíková, V. 1982: Vrchnokriedové sedimenty v severnej časti pohoria Považský Inovec. *Geol. Práce, Spr.*, 78, 85 - 95.
- Lemoine, M., Bourbon, M., De Graciansky, P. & Létolle, R. 1983: Isotopes du carbone et de l'oxygène de calcaires associés à des ophiolites (Alpes occidentales, Corse, Appennin): indices possibles d'un hydrothermalisme océanique téthysien. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, 24, 305 - 314.
- Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. *Veda, vyd. SAV (Bratislava)*, 3 - 503.
- Morse, J. W. & Mackenzie, F. T. 1990: Geochemistry of Sedimentary Carbonates. V. Elsevier, 707.
- Putiš, M. 1986: Príspevok k poznaniu mladšieho paleozoika Považského Inovca. *Geol. Práce, Spr.*, 84, 65 - 83.
- Richter, D. K. & Besenecker, H. 1983: Subrecent high-Sr aragonitic ooids from hot springs near Tekke Ilica (Turkey). In: Peryt T. M. (Ed.): *Coated grains. Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg*, 154 - 162.
- Rojkovič, I. 1980: Geochemical characteristics of mineralized Permian rocks of the Považský Inovec Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 1 - 22, 125 - 137.
- Schlager, W. 1969: Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätterkalken der Ostalpen. *Geol. Rdsch.*, 59, 289 - 308.
- Šimová, M. 1985: Magmatogénne horniny kriedových zlepcov západnej časti bradlového a manínskeho pásma. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr., Geochem., Metalogen.*, 10, 9 - 110.
- Wedepohl, K. H. 1975: The contribution of chemical data to assumption about the origin of magmas from mantle. *Fortschr. d. Mineral.*, 52, 2, 141 - 172.

- Weissert, H. & Bernoulli, D. 1984: Oxygen isotope composition of calcite in Alpine ophiocarbonates: a hydrothermal or Alpine metamorphic signal? *Eclogae geol. Helv.*, 77, 1, 29 - 43.
- Weissert, H. & Bernoulli, D. 1985a: A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. *Geol. Rdsch.*, 74, 3, 665 - 679.
- Wendt, J. 1971: Genese und Fauna submariner sedimentärer Spaltenfüllungen im mediterranen Jura. *Palaeontographica, Abt. A*, 136, 122 - 192.
- Wiedenmayer, F. 1963: Obere Trias bis mittlerer Lias zwischen Saltrio und Tremona (Lombardische Alpen). *Eclogae geol. Helv.*, 58, 529 - 640.
- Winterer, E. L., Metzler, C. V. & Sarti, M. 1991: Neptunian dykes and associated breccias (Southern Alps, Italy and Switzerland): role of gravity sliding in open and closed systems. *Sedimentology*, 38, 3, 381 - 404.
- Woronick, R. E. & Land, L. S. 1985: Late burial diagenesis, Lower Cretaceous Pearsall and Lower Glen Rose Formations, South Texas. In: N. Schneidermann and P. M. Harris (Eds.): *Carbonate cements. Soc. Econ. Paleontol. Mineralogists, Spec. Publ.*, Tulsa, 36, 265 - 275.

Neptunian carbonate dykes hosted by basic volcanic rocks in the Považský Inovec Mts.

The rare occurrence of the neptunian dykes hosted by volcanic rocks is described in the Považský Inovec Mts. (Humienec hill). Neptunian dykes create here the network system of infiltrations which follow the spaces of plan-parallel setting as well as oblique dilatation fractures in volcanites. The dykes are filled with redish carbonates or calcitic pseudospar (Pl. I, Fig. 5). The carbonates connection with volcanites is mediate by the rim of palisade calcite with the S-shape deformed fibers (Pl. I, Fig. 2) or by the cores of hardgrounds and Fe stromatolites. The interesting phenomena observed in the carbonate filling of the dykes are the collomorphic Fe-Mn stromatolites of the bacterial origin (Pl. I, Fig. 3, 4). Carbonates in some dykes are silicified and are created by microcrystalline chalcidonic matter with thoroughly dispersed small idiomorphic rhombohedrons of Fe-carbonates with the dark cores (Pl. I, Fig. 6).

The carbonate and calcite fillings of the neptunian dykes hosted by volcanites in the Humienec hill display markedly increased value of the light oxygen (-14.7 to -15.0 ‰, $\delta^{18}\text{O}$). On the other side the carbon isotopic composition, not responding to the temperature increase, has characteristic seawater values of $\delta^{13}\text{C}$ (2.1 - 2.7 ‰). The lightening of oxygen in the carbonatic rock is considered to be extreme and is evoked by the alteration with high-temperature fluids (Jadoul et al., 1992; Morse and MacKenzie, 1990). The direct calculation using Craig's equation (1965) supports the temperatures 95 - 110 °C of fluids affecting the sedimentation processes of the dykes. The homogenization temperatures of fluid inclusions ($T = 135$ - 150 °C) approximately correspond with isotopic temperatures and confirm alteration of dykes by hot fluids.

Studied basic volcanites have till now been regarded to be a part of Permian formations folded to the scaled zone of the Humienec hill (Mahef, 1986). New evaluation of this occurrence we support by sedimentary and isotopic records of the mutual thermochemical interaction of dykes and volcanites. The evidences for such interpretation are the phenomena of diffusive calcification and contamination in the case of volcanites as well as finishing of volcanic activity (silicification, hydrothermal products - endostromatolites, exhalation minerals etc.) and hydrothermal activity in the case of carbonates (limestones recrystallization, depletion of $\delta^{18}\text{O}$ to the values corresponding to the temperatures 95 - 110 °C, homogenization temperatures of fluid inclusions 135 - 150 °C, Fe-Mn mineralization, incrustations in the walls of the dykes - hardgrounds, etc.). The character of low temperature hydrotherms would have been theoretically acquired also by seawater solutions in the dykes of very deep establishment.

The dykes overheated to about 100 °C in the environment having geothermal gradient 25 - 35 °C/1000 m would reach the depth range of some km. As it is known, the neptunian dykes penetrate some tens metres deep into the underlying rock complexes, but the above stated range is unreal. Moreover, in the cases of deeply reaching penetrations, the cementation fillings of the neptunian dykes have the unchanged isotopic composition near to the products of marine diagenesis ($\delta^{18}\text{O} = -4.5$ ‰, $\delta^{13}\text{C} = +2.0$ ‰, Hurley and Lohmann, 1989). That is why we assume the most probable reason of the dykes environment overheating had been their synchronism with volcanites. When we sup-

pose the Jurassic age of carbonates, the same age would be then given to the basic volcanites.

The similar occurrences of the semipelagic sediments hosted by the rocks of the ophiolitic association are known in Penninicum of the Swiss Alps (Weissert and Bernoulli, 1985a,b etc.). The dykes of the red carbonates infiltrated in the serpentinites and ophiolites of Penninicum have the isotopic records of heat alteration (decrease of $\delta^{18}\text{O}$ to the value -16.3 ‰). Lowering of the oxygen isotopes in the dykes is here connected either with hydrothermal (Barbieri et al., 1974; Lemoine et al., 1983) or hydrothermally-metamorphic alteration (Weissert and Bernoulli, 1984). The occurrence of the basic volcanites and neptunian dykes in the Humienec hill is very similar to the occurrences of neptunian dykes in the ophiolitic complexes of Penninicum (Weissert and Bernoulli, 1985) either from the point of view of their Jurassic age or from the point of view of geotectonic conditions of their origin (the oceanic crust fragmentation connected with hydrothermal activity).

The interpretation of the geotectonic processes creating the basic volcanites is complicated by the relatively high alteration grade, which affects the trace elements redistribution. The element contents, characteristic for basaltic melts (Cr, Co, Ni) are slightly smaller and correspond more to the transition member between basalt and andesite (Wedepohl, 1975), that is, reflect the original mineral composition (the high content of light minerals). The excessive B concentration in volcanites is probable the reason of mutual interaction of melt with sediments of neptunian dykes. The increased values of Sc, Y, Zr and Sr would indicate the intraplate affinity of basalt.

The body of probable Mesozoic basalts hosting neptunian dykes is occurring in the mixite breccias being the part of the flysch complexes incorporated into crystalline complexes in the Northern part of the Považský Inovec Mts. (Selec block). The Middle to Upper-Cretaceous flysch series with blocks of Triassic and Jurassic carbonates, Jurassic radiolarites and silicified slates as well as basic volcanites (Belice succession) are incorporated here among the scales of Tatic basement. The flysch melange creates in the frame of Selec block the steeply inclined scales zones, dragged out along the listric thrust faults from the footwall of Taticum. Parts of this melange are the rudimentary members of Tatic and South-Penninic or Vahic origin.

Mixite breccias of Belice succession are the higher member of Upper-Cretaceous flysch megacycle having in its basal part distal evolution with predominance of pelagic components (grey weakly-metamorphosed flysch). A similar model of sedimentation with increasing coarseness of the flysch megacycle towards its upper parts was used for interpretation of genesis of Cretaceous complexes of the Matrei zone in the Eastern Alps (Frisch et al., 1987). This zone consists of strongly scaled sedimentary bodies "Bündnerschiefer" and "Tauernflysch" rich for olistolites and tectonic scales of Austro-Alpine origin. Sedimentary and tectonic melange of the Matrei zone was created in the front and footwall of prograding crust lamellae of Austro-alpines. The Matrei zone, situated on the boundary between Penninicum and Lower Austro-alpines has obviously the analogous tectonic position as scale zones of the Selec block in the Považský Inovec Mts.

Zmeny sedimentačného prostredia východnej časti Viedenskej panvy vo vrchnom bádene a sarmate

NATÁLIA HUDÁČKOVÁ¹ a MICHAL KOVÁČ²

¹Prírodovedecká fakulta UK, katedra geológie a paleontológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

²Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava

(Doručené 3. 12. 1992)

The Upper Badenian - Sarmatian events in the area of the Vienna Basin eastern margin

Changes in sedimentary environment of the Vienna Basin during the Upper Badenian - Sarmatian time mirrored the gradual isolation of the Paratethys from the Mediterranean. Influence of global eustatic changes and relative changes on coastal onlap were documented in the Vienna basin till the end of Sarmatian. Tectonic control of sedimentation, low-oxic environment and salinity decrease can be considered as local events typical for the Central Paratethys area.

Úvod

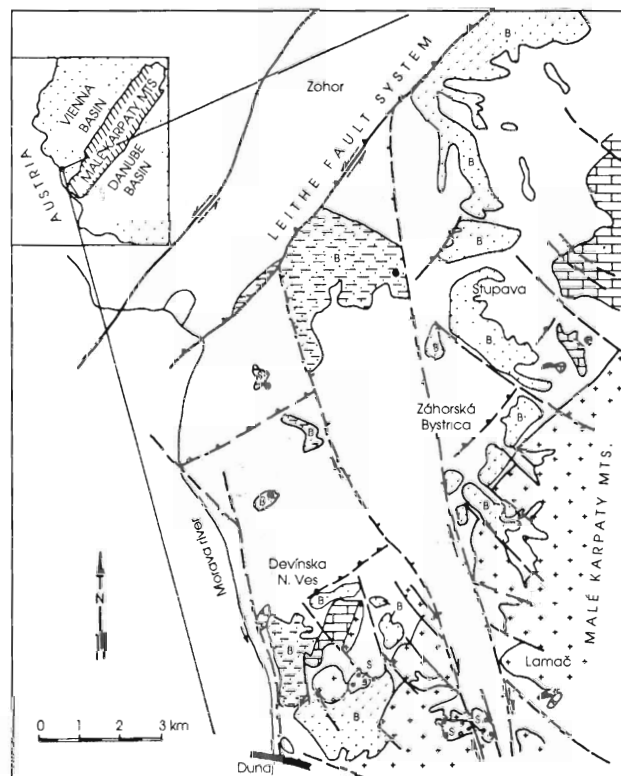
Viedenská panva je jedným z klasických území vhodných na štúdium sedimentov bádenu a sarmatu (Papp et al., 1974, 1978). Transgresívne a diskordantne uložené marginálne fácie na západných svahoch hrastu Malých Karpát reprezentuje pestrá škála hornín od klastických sedimentov po organodetritický vápenec (Buday et al., 1962; Mišík et al., 1974; Švagrovský, 1971, 1981; Vass et al., 1988, a i.). Panvový faciál, vzdialený od Malých Karpát často len niekoľko desiatok až stoviek metrov zastupujú monotónne vrstevné sledy, ktoré prevažne tvorí sivý až sivohnedý íl, miestami sa striedajúci so siltovcom a pieskovcom. Makroskopicky rozlíšiť íl bádenského a sarmatského veku pre podobnú litológiu nemožno napriek tomu, že sa z oblasti Viedenskej panvy uvádza diskordancia medzi sedimentmi bádenu a sarmatu (Dlabač, 1958; Špička, 1967; Švagrovský, 1971; Čierna, 1974; Jiříček a Tomek, 1981, a i.).

Paleontologickú a sedimentologickú charakteristiku predmetnej hranice, ako aj interpretáciu vývoja južného okraja Malých Karpát od vrchného bádenu po koniec sarmatu nám umožnilo štúdium vrstevného sledu ílov z vrstiev situovaných na Z od Záhorskej Bystrice (Šujan et al., 1992) a povrchových odkryvov v tehelní Devínska Nová Ves a Stupava (obr.1). Zhodnotili sme viac ako 70 mikropaleontologických vzoriek s určením viac ako 160 taxónov foraminifer (obr.2).

Litostratigrafická a biostratigrafická charakteristika vrstevného sledu

Spodnú časť steny v ťažobnej jame tehelne Devínska Nová Ves (2 m) tvorí íl so sporadickým výskytom tenkých vrstvičiek siltovca (obr.3). Vo výplave bol zvýšený obsah pyritu, pterospermely a úlomky ostňov ježoviek. Diverzifikované spoločenstvá foraminifer (diverzita 13), v ktorých je zvýšený obsah *Uvigerina semiornata* Orb. a *Bolivina dila-*

tata dilatata Rss., ako aj *Spiroplectamina carinata* Orb. a *Cyclamina zemplanica* C. et Z., indikujú, že sa táto časť vrstevného sledu usadila v najspodnejšej časti bulimino-bo-



Obr. 1. Geologická skica študovaného územia s vyznačením lokalít. 1 - sarmatské sedimenty, 2 - bádenské sedimenty, 3 - mezozoické horniny, 4 - horniny kryštalinika, 5 - zlomové línie, 6 - lokality.

Fig. 1. Geological sketch of studied area, with the marking of localities. 1 - Sarmatian sediments, 2 - Badenian sediments, 3 - Mesozoic rocks, 4 - crystalline rock complexes, 5 - faults, 6 - localities.

Skrátený zoznam foraminifer	Zóna				
	Bul.-Bol.	Ochud.	Anomalinoidea badensis	Elphidium hauerinum	Porosonion granosum
<i>Nodobacularella ovalis</i> Veng.					
<i>N. aff. sulcata</i> Rss.					
<i>Quinqueloculina</i> sp.					
<i>Q. akneriana rotunda</i> (Gerke)					
<i>Q. badensis</i> d'Orb.					
<i>Q. seminulum</i> (L.)					
<i>Miliolinella dilatata</i> (d'Orb.)					
<i>Articulina</i> sp.					
<i>Articulina sarmatica</i> (Karr.)					
<i>Sinuoloculina</i> sp.					
<i>Nodosaria</i> sp.					
<i>Ortomorphina dina</i> (Veng.)					
<i>Fissurina laevigata</i> (Rss.)					
<i>Bolivina dilatata dilatata</i> Rss.					
<i>B. dilatata maxima</i> C. et Z.					
<i>B. pokorny i pokorny i</i> C. et Z.					
<i>Bulimina elongata</i> d'Orb.					
<i>Patellina corrugata</i> (Will.)					
<i>Rotaliella</i> sp.					
<i>Glabratella imperatoria</i> (d'Orb.)					
<i>Elphidium aculeatum</i> (d'Orb.)					
<i>E. hauerinum</i> (d'Orb.)					
<i>E. antoninum</i> (d'Orb.)					
<i>E. reginum</i> (d'Orb.)					
<i>Ammonia</i> ex gr. <i>beccarii</i> (L.)					
<i>Porosonion</i> ex gr. <i>granosum</i> (d'Orb.)					
<i>Globigerina</i> sp.					
<i>Caucasina schischinskayae</i> (Sarn.)					
<i>G. ex gr. bulloides</i> d'Orb.					
<i>Cassidulina laevigata carinata</i> Silv.					
<i>C. crassa</i> (d'Orb.)					
<i>Hoeglundina elegans</i> (d'Orb.) 2					
<i>Florilus</i> sp.					
<i>Pullenia bulloides</i> (d'Orb.)					
<i>Nonion</i> sp.					
<i>Gyrogonia soldanii</i> d'Orb.					
<i>Anomalinoidea badensis</i> (d'Orb.)					
<i>Heterolepa duteplei</i> (d'Orb.)					

Obr. 2. Skrátený zoznam a pomerne zastúpenie foraminifer.

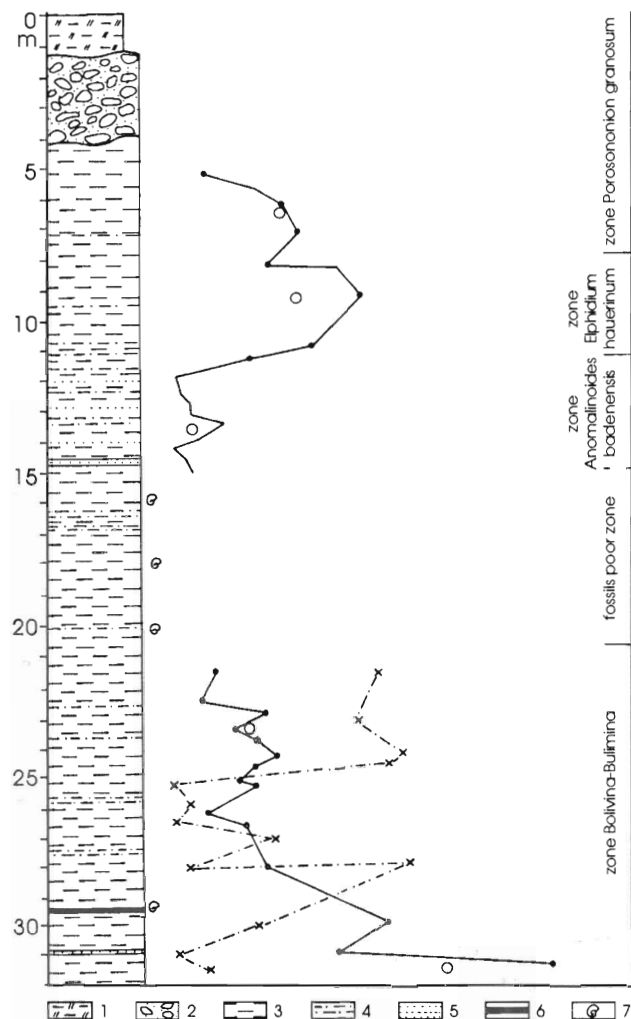
Fig. 2. Shortened list and relative abundance of foraminiferal taxa.

livinovej zóny, teda na hranici stredný bádén - vrchný bádén.

Spodnú časť vrstvom sledu vrtu JV-19 (21,5 - 30 m), situovaného na S od Devínskej Novej Vsi, ako aj prevažnú časť steny tehle Devínska Nová Ves a Stupava tvorí sivý íl, miestami laminovaný, ktorý máva na vrstvom plochách často poprašok siltu, drviný schránok mäkkýšov, zvyšky rýb alebo zuhoľnatené zvyšky rastlín. Miestami sú v íle laminky a vrstvičky siltu do 10 mm, stopy po bioturbácii, rozmyvy a nezreteľné prúdovo-čerínové zvrstvenie. Vrt JV-19 zastihol aj 150 mm mocnú vrstvičku zuhoľnateného rastlinného detritu s nahromadenou faunou mäkkýšov. Výplav obsahuje pomerne dobre diverzifikované spoločenstvá foraminifer (diverzita 4, 5), pričom diverzita prudko klesá v horizontoch obsahujúcich spoločenstvá so zvýšením percentového zastúpenia taxónov planktonických foraminifer. Planktonické druhy reprezentuje hlavne *Globigerina* ex. gr. *bulloides* Orb. a *Globigerina* sp., ktorá zrejme predstavuje juvenilné štádium predchádzajúcej. Spoločenstvá bentických foraminifer charakterizuje *Uvigerina venusta liesingensis* Toulou, *Bolivina dilatata maxima* C. et Z. a *Cassidulina laevigata carinata* Silv. Vo výplave sú úlomky schránok mäkkýšov, ostňov ježoviek, šupinky a kostičky rýb. Táto časť vrstvom sledu sa usadila vo

vrchnom bádene v bulimino-bolivinovej zóne, pričom sa vrchná časť vrstvom sledu vyznačuje už pomerne chudobnými spoločenstvami foraminifer.

Smerom do nadložia vo vrte JV-19 (21,5 - 14 m) naďalej pokračuje nevýrazne laminovaný sivý íl s občasným popraškom siltu na vrstvom plochách so zriedkavými rybími zvyškami (šupinami), rastlinným detritom a úlomkami schránok mäkkýšov. Výplav obsahuje hromadný výskyt juvenilných štádií a drviný schránok mäkkýšov, rybích zvyškov, kostičiek, šupín, otolitov a peľu, ktorých smerom do nadložia pribúda. Z mäkkýšov sme identifikovali *Mohrensternia banatica* Jekelius, *Pseudammicula immutata* (Hoernes), *Valvata sarmatica* Papp a *Gibbula* sp., ktoré poukazujú na sarmatský vek tejto časti vrstvom sledu. Z foraminifer je sporadicky prítomný druh *Porosonion granosum* Orb. a *Glabratella imperatoria* (Orb.), ktorých výskyt je opísaný aj z najvrchnejšieho bádenu (Papp et al., 1974, 1978). Pomerne zle zachovaný starší vrchnobádenský druh *Bolivina dilatata maxima* C. et Z. a *Cassidulina* sp., *Globigerina* ex. gr. *bulloides* Orb. považujeme za redepozície. Vysoké percento preplavených globigerín v niektorých vzorkách by sme mohli derivovať z vrchnobádenských horizontov so zvýšeným



Obr. 3. Litologická charakteristika študovaného profilu s vyznačením kolísania diverzity a percentového zastúpenia planktonických taxónov foraminifer v období vrchný bádén - sarmat. 1, 2 - kvartérne usadeniny, bádénsky a sarmatský íl, 3 - íl s obsahom siltu, 4 - siltovec, 5 - vrstvička zuhoľnatého rastlinného detritu, 6 - schránky a úlomky schránok mäkkýšov, 7 - plná čiara - diverzia foraminiferových spoločenstiev, prerušovaná čiara - % planktónu.

Fig. 3. Lithology, changes in foraminiferal associations diversity, percentage of planktonic foraminiferal taxa during the Late Badenian - Sarmatian time. 1, 2 - Quaternary sediments, Badenian and Sarmatian clays, 3 - clays with silts, 4 - silts, 5 - coal seams, 6 - fragments and shales of mollusca, 7 - dashed line - % of planktonic forams, full line - diversity.

obsahom planktonických foraminifer, podobných horizontom vo vrchnej časti ťažobnej steny tehelne Devínska Nová Ves. Napriek tomu, že vo vrstvovom slede vrtu JV-19 nie sú žiadne znaky prerušenia sedimentácie, uvažujeme o výzdvihu a erózii okrajovej časti vrchnobádénkeho sedimentačného priestoru v časti Viedenskej panvy, ktorú sledujeme.

Dalšiu časť vrstvového sledu vrtu JV-19 (14 - 11,5 m) tvorí sivý íl s premenlivým obsahom siltovej prímеси a s nevýraznou vrstvomitosťou. Obsahuje sporadické lamininky a vrstvičky siltu a laminovaného slieňitého vápenca, reprezentujúce krátke obdobia sedimentácie vápniťého

kalu. Prítomný je rastlinný detrit a zriedkavo aj drvina schránok mäkkýšov. Výplav obsahuje vysoký podiel pyritu, úlomky schránok ostrakód a mäkkýšov. Spoločenstvá foraminifer sú málo diverzifikované (diverzita 1, 5), s prevahou *Anomalinoidea badensis* Orb., ďalej sa v malom množstve vyskytujú *Nodobacularella* sp. a *Glabratella imperatoria* (Orb.). Na základe foraminifer túto časť vrstvového sledu zaraďujeme do spodného sarmatu - zóny *Anomalinoidea badensis* (Grill, 1943).

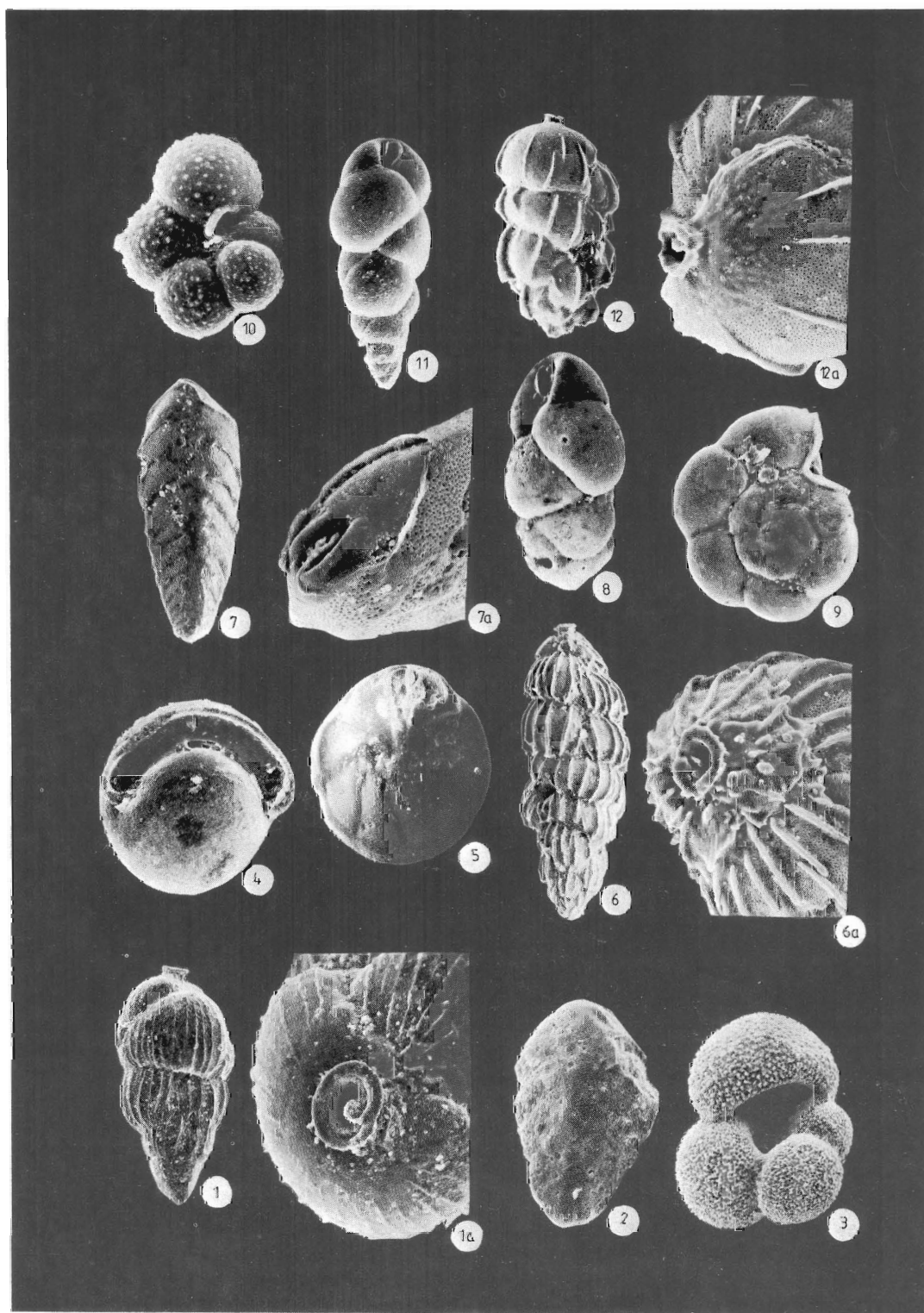
Smerom do nadložia (JV-19: 11,5 - 8,2 m) pokračuje vrstvový sled sivým ílom s nevýraznou vrstvomitosťou, len sporadicky sa zvyšuje podiel siltovej prímеси. Prítomné sú úlomky schránok mäkkýšov a rastlinný detrit. Spoločenstvá foraminifer sú chudobné, dobre diverzifikované (diverzita 6). Prevládajú v nich malé miliolidy *Quinqueloculina* sp., *Sinuoloculina* sp. a *Elphidium hauerinum* Orb., na základe ktorého túto časť vrstvového sledu zaraďujeme do stredného sarmatu - zóny *Elphidium hauerinum* (Grill, 1943). Výplav obsahuje zvýšený obsah zvyškov rýb, kostičiek, otolitov a peľu, ktoré môžu indikovať blízkosť pobrežia s bohatou vegetáciou alebo klimatické optimum v tomto období. Výskyt typického druhu *Elphidium hauerinum* (Orb.) v spoločnosti malých miliolidov indikuje stresové podmienky sedimentačného prostredia.

Vrchnú časť vrstvového sledu vo vrte JV na Z od Záhorskej Bystrice (Šujan, 1992) tvorí sivý až sivomodrý plastický íl bez výraznej vrstvomitosti. Miestami sú v ňom agregáty sadrovca, zvyšky rastlín a rastlinný detrit. Vrchná časť profilu často nesie stopy zvetrávania, čo sa prejavuje hnedým nátekom. Výplav obsahuje veľa úlomkov schránok ostrakód, zvyškov rybích kostičiek a otolitov, ojedinele aj zvýšený obsah kremeňových zŕn. Spoločenstvá foraminifer v tejto časti vrstvového sledu sú chudobné a málo diverzifikované (diverzita 2). Prevláda v nich taxón *Porosonion granosum* (Orb.), ktorý je indexovou fosiliou vrchného sarmatu - zóny *Porosonion granosum* (Grill, 1943).

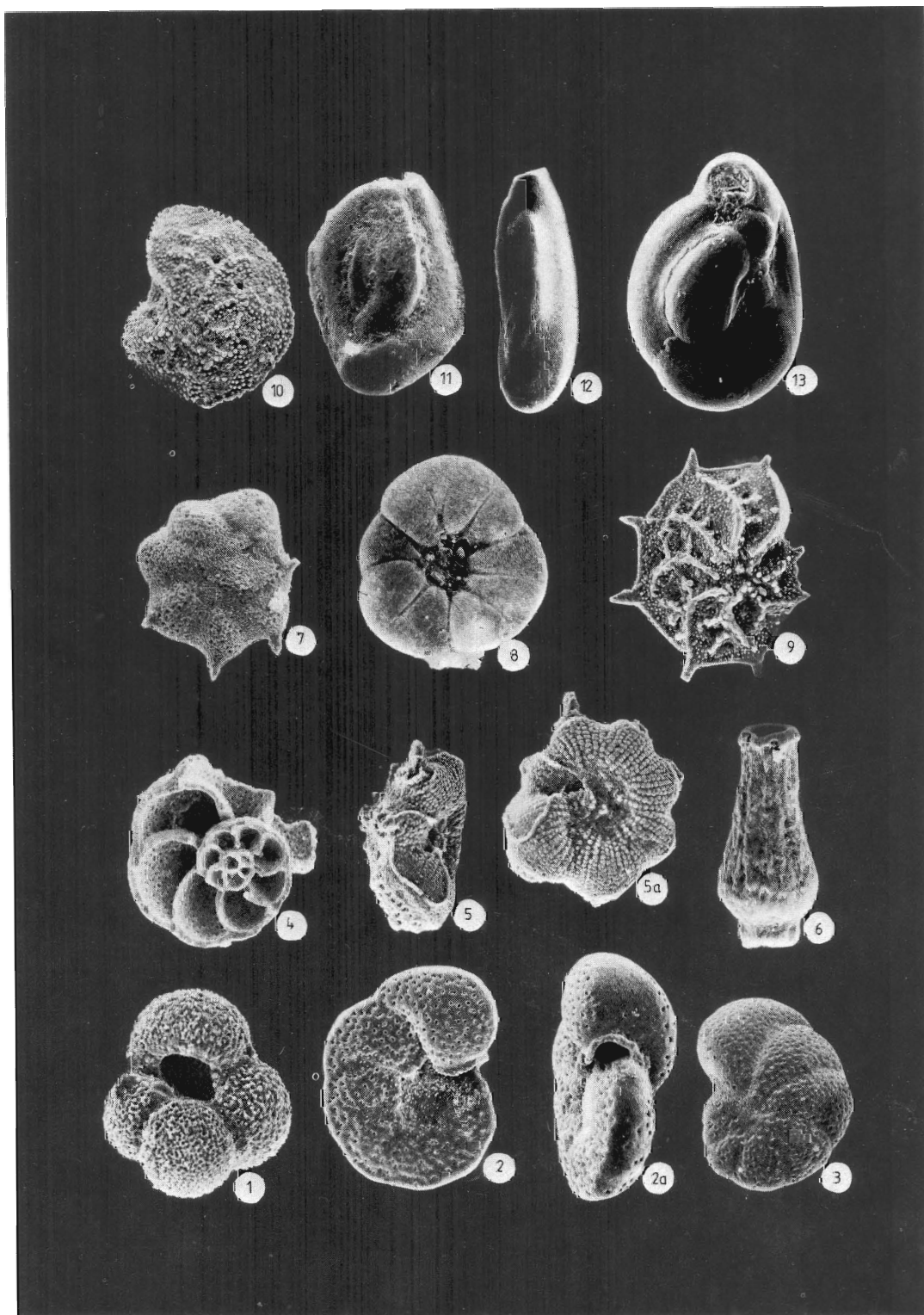
Zmeny prostredia sedimentácie a ich korelácia s lokálnym štruktúrnym vývojom a globálnymi udalosťami

Viedenská panva sa v dnešnej podobe začala formovať od stredného miocénu ako súčasť centrálnej Paratethys (Royden, 1988; Vass et al., 1988; Kováč et al., 1990, a i.). Postupné osamostatňovanie Paratethys od mediteránu, ako aj zvyšovanie vplyvu lokálnych faktorov na vývoj Viedenskej panvy odzrkadľujú zmeny sedimentačného prostredia od vrchného bádenu do konca sarmatu.

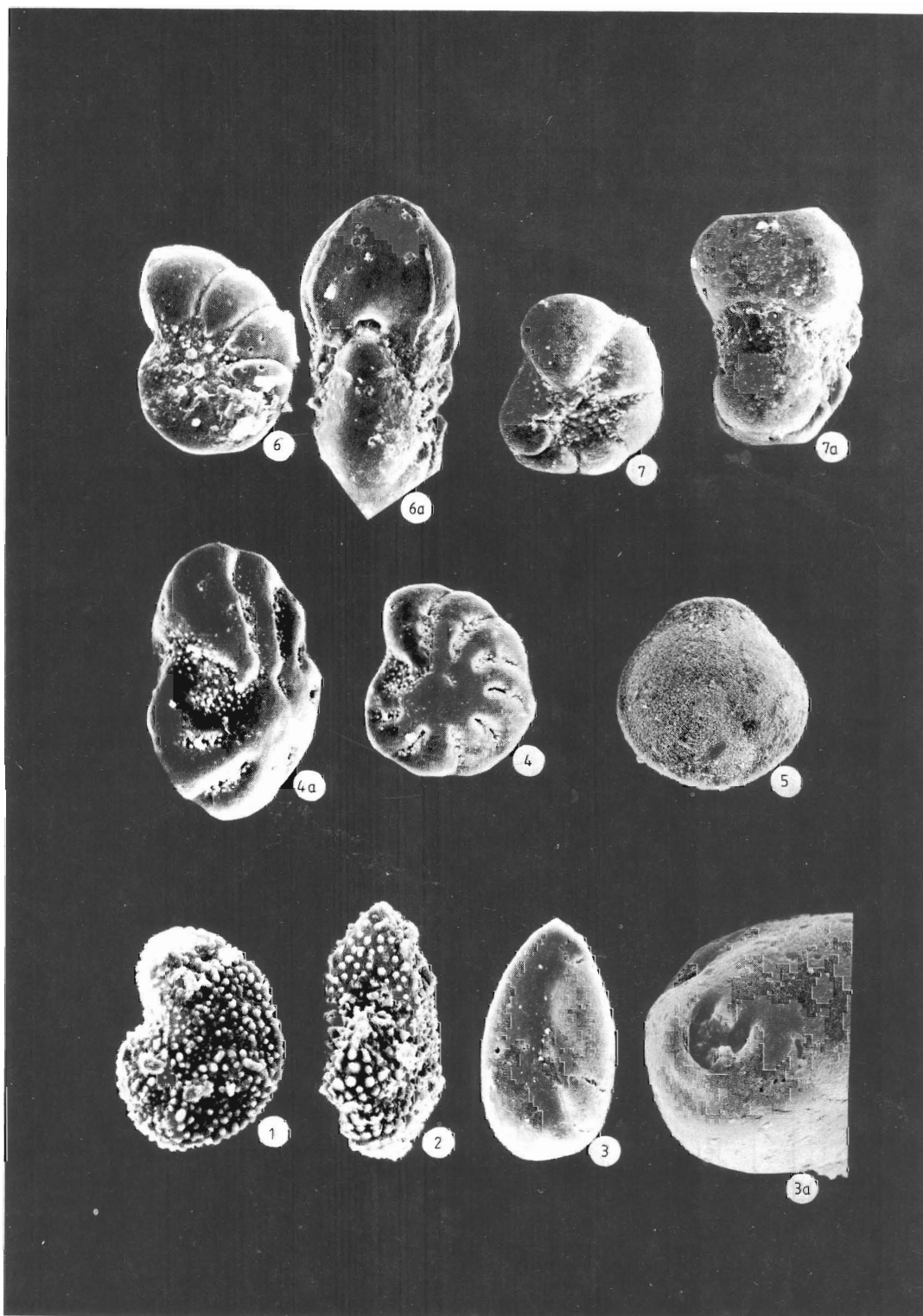
Na začiatku vrchného bádenu pri východných brehoch Viedenskej panvy dosahovalo morské sedimentačné prostredie s normálnou salinitou pomerne značnú hĺbku, a to až do 150 m, čo naznačuje výskyt *Hoeglundina elegans* Orb. a *Cassidulina laevigata carinata* Silv. v spoločenstve foraminifer (Murray, 1991). Strmý okraj vznikajúceho hrastu Malých Karpát kontrolovali poklesové zlomy smeru SV - JZ (tzv. litavské zlomy) a pravostranné posuny smeru SSZ - JJV až S - J, aktivizované hlavnou kompresiou v smere SV - JZ (Nemček et al., 1989; Fodor et al., 1990). Na znížený obsah kyslíka pri dne panvy poukazuje okrem



Tab.I. 1 - *Uvigerina semiornata* (d. Orb.), zv. 77 x, DNV. 17, 2a - detail ústia *Uvigerina semiornata* (d. Orb.), zv. 223 x, DNV 17, 3. *Bolivina dilatata dilatata* Rss., zv. 266 x, vrt JV-8, 9,0 m, 3 - *Globigerina bulloides* d. Orb., zv. 226 x, DNV. 2, 4 - *Pullenia bulloides* (d. Orb.), zv. 173 x, DNV. 8., 5 - *Hoeglundina elegans* (d. Orb.), zv. 66 x, DNV. 17, 6 - *Uvigerina venusta liesingensis* Toulou, zv. 100 x, vrt JV-19, 21,5 m, 6a - detail *Uvigerina venusta liesingensis* Toulou, zv. 260 x, vrt JV - 19, 21,5 m, 7 - *Bolivina dilatata maxima* C. et Z., zv. 100 x, DNV. 7, 7a - detail *Bolivina dilatata maxima* C. et Z., zv. 210 x, 8 - *Caucasina schischkinskayae* (Sam.), zv. 156 x, DNV. 7., 9 - *Gyrogonoides lamarekiana* (d. Orb.), zv. 270 x, DNV. 8, 10 - *Globigerina* sp., zv. 490 x, DNV. 3, 11 - *Eulimna elongata* d. Orb., zv. 126 x, vrt JV - 19, 21,5 m, 12 - *Uvigerina venusta liesingensis* Toulou, zv. 110 x, vrt JV - 19, 21,5 m, 12a - detail *Uvigerina venusta liesingensis* Toulou, zv. 285 x, vrt JV - 19, 21,5 m.



Tab. II. 1 - *Globigerina bulloides* d. Orb., zv. 165 x, DNV. 2, 2 - *Anomalinoides badenensis* (d. Orb.), zv. 215 x, vrt JV - 8, 8,5 m, 2a - detail *Anomalinoides badenensis* (d. Orb.), zv. 215 x, vrt JV - 8, 8,5 m, 3 - *Anomalinoides badenensis* (d. Orb.), zv. 150 x, vrt JV - 8, 8,5 m, 4 - *Anomalinoides badenensis* (d. Orb.), zv. 147 x, vrt JV - 8, 6,5 m, 5 - *Glabratella imperatoria* (d. Orb.), zv. 1987 x, vrt JV - 19, 21,6 m, 5a - *Glabratella imperatoria* (d. Orb.), zv. 197 x, vrt JV - 19, 21,6 m, 6 - *Articulina sarmatica* (Karr.), zv. 185 x, vrt JV - 8, 6,5 m, 7 - *Glabratella* sp., zv. 260 x, vrt JV - 20, 10,9 m, 8 - *Rotaliella* sp., zv. 440 x, vrt JV - 20, 10,9 m, 9 - *Elphidium koberi* Tollman, zv. 190 x, vrt JV - 19, 21,6 m, 10 - *Elphidium* sp., zv. 240 x, vrt JV - 20, 10,9 m, 11 - *Quinqueloculina* cf. *seminulum* (L.), zv. 370 x, vrt JV - 8, 8,5 m, 12 - *Sinuloculina* sp., zv. 300 x, vrt JV - 8, 4,5 m, 13 - *Miliolinella dilatata* (d. Orb.), zv. 280 x, vrt JV - 8, 4,5 m.



Tab. III. 1 - *Elphidium* sp., zv. 345 x, vrt JV - 20, 7,8 m, 2 - detail *Elphidium* sp., zv. 400 x, vrt JV - 20, 7,8 m, 3 - *Sinuolucina consobrina* (d. Orb.), zv. 380 x, vrt JV - 20, 7,8 m, 3a - detail *Sinuolucina consobrina* (d. Orb.), zv. 650 x, vrt JV - 20, 7,8 m, 4 - *Porosononion* sp. zv. 390 x, vrt JV - 8, 8,5 m, 4a - detail *Porosononion* sp. zv. 600 x, vrt JV - 8, 8,5 m, 5 - *Fissurina laevigata* Rss., zv. 670 x, vrt JV - 8, 8,0 m, 6 - *Nonion serenus* (Veng.), zv. 325 x, vrt JV - 8, 9,0 m, 6a - detail *Nonion serenus* (Veng.), zv. 570 x, vrt JV - 8, 9,0 m, 7 - *Porosononion granosum* (d. Orb.), zv. 320 x, vrt JV - 8, 9,0 m, 7a - detail *Porosononion granosum* (d. Orb.), zv. 440 x, vrt JV - 8, 9,0 m.

na ktorej okrajoch sa v oblasti Dúbravky zachovali relikty sedimentov stredného až vrchného sarmatu (Nagy et al., in press). Ale vlastná výplň depresie je oveľa mladšia, a to pliocénna - pleistocénna a usadila sa až po erózii starších sedimentárnych komplexov (Marko a Uher, 1992).

Absencia príznakov zníženého obsahu kyslíka pri dne sedimentačného priestoru vo vrchnom sarmate - zóna Porosonion granosum (Grill, 1943) - indikuje oživenie prúdového režimu pozdĺž východného okraja Viedenskej panvy, kde hĺbka mora so salinitou do 15 ‰ dosahovali asi 30 m.

Záver

Prejav transgresných a regresných cyklov na východnom okraji Viedenskej panvy (relative change on coastal onlap) sú v zhode s príslušnou časťou globálneho supercyklu TB2 (cyklus 2.3 - 2.5) sekvenčnej stratigrafie (Haq et al., 1987). Podobné prejavy globálnych eustatických zmien hladiny svetového oceána sú korelovateľné so zmenami identifikovanými vo vrchnobádenských a sarmatských sedimentoch na južnom okraji malokarpatského hrastu (obr.4). Viedenská panva sa od svetového oceána podobne ako v ostatných regiónoch centrálnej Paratethys izolovala až v panóne (Jiříček, 1972; Steininger a Rogl, 1983).

Podakovanie. Autori ďakujú firme EQUIS a vedeniu grantu SAV č. 125 za umožnenie výskumu na vrtoch na Z od Záhorskej Bystrice a Š. Mészárosovi za určenie juvenálnych foriem mäkkýšov.

Literatúra

- Buday, T., Cambel, B. & Mahel, M. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, M-33-XXXV., M-33-XXXVI., Wien - Bratislava. *Geofond Bratislava*, 247.
- Cicha, I. (Ed.) 1976: Biozonal division of the Upper Tertiary basins of the Eastern Alps and West Carpathians. VI. Congress of the RCMNS, Czechoslovakia. *Ústr. Úst. Geol., (Praha)*, 147.
- Cicha, I. & Zapletalová, V. 1961: Die Vertreter der Gattung *Bolivina* (Foraminifera, Protozoa) im Miozän der West Karpaten. *Sbor. Ústř. Úst. geol.*, 115 - 183.
- Cicha, I., Zapletalová, V., Molčíková, R. & Brzobohatý, J. 1983: Stratigraphical range of Eggenburgian-Badenian foraminifera in West Carpathian basins. *Miscellanea micropaleontologica. Kniha Zem. Plyn Nafta (Hodonín)*, 5, 99 - 127.
- Čierna, E. 1974: Mikropaläontologische und Biostratigraphische Untersuchung einiger Bohrproben aus der weiteren Umgebung von Rohožník. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 26, 113 - 187.
- Hudáčková, N. 1958: Positive Ausschankungen in der Kurve der spontanen polarisation (PS) der elektrischen Bohrlochmessung an stellen stratigraphischer Hiate im Miozän des inner alpinen Wiener Beckens. *Geol. Práce, Spr.*, 12, 24 - 31.
- Fodor, L., Marko, F. & Nemček, M. 1990: Microtectonic evolution and paleo-stress field in the Vienna Basin. *Geodynamica Acta, (Paris)*, 4, 3, 147 - 158.
- Grill, E. 1943: Über mikropaleontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. *Mitt. Reichsanst. Bodenforsch. (Wien)*, 33 - 44.

- Haq, B. V., Hardenbolt, J. & Vail, P. R. 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, *Am. Ass. for the Advancement of Sci.*, 1156-1167.
- Jiříček, R. 1972: Problém hranice sarmat/panon ve Vídeňské, Podunajské a Východoslovenské pánvi. *Mineralia slov.*, 14, 4, 39 - 82.
- Jiříček, R. & Tomek, Č. 1981: Sedimentary and Structural Evolution of the Vienna Basin. *Earth Evolution sci.* 3 - 4, 195 - 204.
- Kováč, M., Marko, F. & Nemček, M. 1990: Neogene history of intramontane basins in the western part of the Carpathians. *Riv. ital. Paleont. Stratigr.*, 96, 2 - 3, 381 - 404.
- Marinescu, F. & Marunteanu, M. 1990: La Paléogéographie au niveau du sel Badénien en Roumanie. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 41, 1, 49 - 57.
- Marko, F. & Uher, P. 1992: Postintruzívna deformácia granitov južného okraja bratislavského masívu. *Mineralia slov.*, 24, 5 - 6, (in press).
- Mišík, M., Gulička, J. & Urvíchiarová, E. 1974: Devínska kobyla. *Obzor (Bratislava)*, 102.
- Murray, J. W. 1991: Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera. *Longman Group UK Limited (Avon)*, 187.
- Nagy, A., Baráth, I. & Ondřejčíková, A.: Karloveské vrstvy - marginálne sedimenty sarmatu východného okraja Viedenskej panvy. *Západ. Karpaty, Sér. Geol. (in press)*.
- Nemček, M., Marko, F., Kováč, M. & Fodor, L. 1989: Neogene Tectonics and Paleostress changes in the Czechoslovakian Part of the Vienna Basin. *Jb. Geol. Bundesanst. A. (Wien)*, 132, 2, 443 - 458.
- Papp, A., Marinescu, F. & Seneš, J. 1974: Miozän der Zentralen Paratethys, Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän M₅, Sarmatien. *Veda (Bratislava)*, 707.
- Papp, A., Cicha, I. & Seneš, J. 1978: Miozän der Zentralen Paratethys, Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän M₄, Badenien. *Veda (Bratislava)*, 594.
- Papp, A. & Schmid, M. E. 1985: Die Fossilien des tertiären Beckens von Wien. Revision der Monographie von A. d. Orbnig (1846). *Abh. geol. Bundesanst. (Wien)*, 37, 311.
- Planderová, E. 1975: Biostratigrafické členenie neogénu na základe palynologického výskumu úlohy s-52-547-001-05-04. *Manuskript - Geofond Bratislava*.
- Planderová, E. 1990: Miocene microflora of Slovak Central Paratethys and its biostratigraphical significance. *GUDŠ Bratislava*, 144.
- Royden, L. H. 1988: Late Cenozoic Tectonics of the Pannonian Basin System. *Ass. Amer. Petr. Geol. Memoir (Tulsa)*, 45, 27 - 48.
- Rögl, F. & Steiniger, F. F. 1983: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. *Ann. Naturhist. Mus. Wien* 85/A, 135 - 163.
- Steininger, F., Seneš, J., Kleemann, K. & Rögl, F. 1985: Neogene of the Mediterranean and Paratethys stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps. *(Wien)*, 1, 189.
- Špička, V. 1967: Zur Paläographie und Tektogenese der Neogenbecken von Westkarpaten. *Geol. Práce, Zpr.*, 42, 65 - 78.
- Šujan, M. 1992: Záverečná správa z komplexného geologického prieskumu lokality určenej na výstavbu Skládky škvráry a popolčeka k. ú. Záhorská Bystrica. *Manuskript - Geofond Bratislava*.
- Švagrovský, J. 1971: Das Sarmat der Tschechoslowakei und Seine Molluskenfauna. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 473.
- Švagrovský, J. 1981: Lithofazielle Entwicklung und Mollusken Fauna des oberen Badeniens (Miozän M_{4d}) in dem Gebiet Bratislava - Devínska Nová Ves. *GUDŠ Bratislava*, 203.
- Vass, D., Kováč, M., Konečný, V. & Lexa, J. 1988: Molasse basin and volcanic activity in West Carpathian Neogene - its evolution and geodynamic character. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 34, 4, 411 - 422.
- Vass, D., Nagy, A., Kohút, M. & Kraus, I. 1988: Devínkonovoveské vrstvy - hruboklastické sedimenty na juhovýchodnom okraji viedenskej panvy. *Mineralia slov.*, 20, 2, 109 - 122.
- Vass, D. Zhodnotenie rýchlostí sedimentácie v alpínskych molasových panvách Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 88, 31 - 43.

The Upper Badenian - Sarmatian events in the area of the Vienna Basin eastern margin

The present Vienna Basin started its formation as a part of the Central Paratethys from the Middle Miocene (Royden, 1988; Vass et al., 1988; Kováč et al., 1990 and others). Increased influence of local factors on the development of Vienna Basin,

as well as gradual isolation of the Paratethys from the Mediterranean, are reflected in changes of sedimentation environment from the Upper Badenian to the end of the Sarmatian.

Sea with normal salinity at the eastern margin of the Vienna Basin reached depths up to 200 m at the beginning of the Upper Badenian. This is indicated by the occurrence of *Hoeglundina elegans* Orb. and *Cassidulina laevigata carinata* Silv. in foraminiferan association (Murray, 1991). The steep margin formed by the Malé Karpaty Mts. horst structure was controlled by NE-SW strike-slip faults (Leitha faults) as well as dextral strike-slips of NNW - SSE to N-S direction, activated by main compression of NE - SW direction (Nemčok et al., 1989; Fodor et al., 1990). Low-oxic conditions at the bottom of the basin are indicated besides pyrite also by increased contents of oxygen insufficiency-tolerant foraminiferan taxa (Bolivina, Bulimina, Uvigerina), as well as by the presence of horizons with a predominance of planktonic species. Gradual shallowing to 100 m at the margins of the sedimentation basin and local isolation of bays at the end of the Upper Badenian is indicated by poor foraminiferan associations in the upper part of the sedimentary sequence in the area of Rohožník (Čierna, 1974).

Critical salinity decrease at the beginning of the Lower Sarmatian due to isolation of the eastern part of the Vienna Basin is documented by a mollusc community rich in juvenile forms and by poor foraminiferan associations. Equivalents of such associations have been described in the Carpathian foredeep in Poland (Kirchner in Papp et al., 1974), where they also document a distinct depth and salinity decrease in the earliest Sarmatian. Similar foraminiferan associations representing the so-called depleted zone with *Ammonia beccarii* described from sedimentary sequences of Carpathian Neogene basins are ranked to the uppermost Late Badenian - Early Sarmatian (Grill, 1943; Jiříček and Tomek, 1981; Marinescu-Marunteanu, 1990, etc.). Erosion of older, Upper Badenian sediments in this time is indicated by a number of redeposited taxa of planktonic foraminifers.

Sea regression in the area of the Vienna Basin was accompanied with activation of transtensional NNW - SSE dextral strike-slips with marked downthrow component. Restored sea conditions with lower salinity at the eastern margin of the Vienna Basin are characterized by an association of the zone *Anomalinoidea badenensis* (Grill, 1943). Salinity reached in this time 25 - 20 %.

The depth of the basin at the southern margin of the Malé Karpaty horst reached maximally 50 m. Frequently occurring pyritized cores of foraminifers in outwash indicate lasting low-oxic conditions at the bottom of the sedimentation basin.

Sediments of the *Elphidium hauerinum* zone (Grill, 1943) contain Middle Sarmatian foraminifer associations with small miliolids indicating gradual salinity decrease to about 20 % and stress conditions in the sedimentary environment. Stress conditions could have been caused by further decrease of oxygen contents at the bottom of the basin, or by another factor connected with the extremely humid climate, documented by a vegetation optimum indicated by increased pollen contents in outwash. Planderová (1975, 1991) ranked this period to the Lower Sarmatian s. l., temporally consistent with the Middle Sarmatian indicated in this paper.

Sea transgression into bays of the Malé Karpaty horst structure during the Upper Sarmatian s. l. was facilitated by an extension of E - W to NNE - SSE direction. Activation of NNW - SSE to N - S strike-slip faults resulted in opening of the transversal depression of Lamač graben, at the margins of which have been preserved relics of Middle to Upper Sarmatian sediments (Nagy et al., in press). The filling of the depression is however much younger, Plio - Pleistocene, and it sedimented after the erosion of older sedimentary complexes (Marko and Uher, 1992).

The absence of indications of low-oxic conditions at the bottom of the sedimentation basin in the Upper Sarmatian - Porosonion granosum zone (Grill, 1943) - indicates a revival of current regime along the eastern margin of the Vienna Basin, where depth of the sea with a salinity of 15 % reached approximately 30 m.

Relative change on coastal onlap (transgression and regression cycles) at the eastern margin of the Vienna Basin are consistent with the relevant part of the sequence-stratigraphic global supercycle TB2 (cycles 2.3 - 2.5) (Haq et al., 1987). Similarly, global eustatic changes of world ocean can be correlated with changes identified in the Upper Badenian and Sarmatian sediments at the southern margin of the Malé Karpaty horst structure (Fig. 4). The Vienna Basin, similarly as other regions of Central Paratethys, was completely isolated from the world ocean from the Pannonian (Jiříček, 1972; Steininger and Rögl, 1983).

Získavanie minerálnych novotvarov z druhotných surovín

FRANTIŠKA MIČALÍKOVÁ

Banická fakulta TU, Park Komenského 19, 043 84 Košice

(Doručené 23. 9. 1992)

Reclaiming of mineral novelties from the secondary raw materials

The secondary raw materials such as fly ashes from thermal and electricity power plants contain some components with the chemical composition close to that of natural minerals. For reclaiming of these components, i. e. mineral novelties, it is proper to utilize the some technological approaches similar to those of natural raw minerals. In the paper the results of processing of fly ashes with the application of physical and physical/chemical methods of separation, are presented.

The reclaimed products are as follows: the concentrates of the residuals of the combustible substances, the magnetite concentrate, the refined fly ash that is the "waste" product in the process of reclaiming of combustible substances and magnetic iron.

Úvod

Energetický odpad, t. j. popolček z teplární a elektrární je druhotnou surovinou, lebo obsahuje niektoré komponenty, ktorých chemické zloženie je blízke zloženiu prírodných minerálov. Tieto komponenty - minerálne novotvary - možno z popolčeka oddeliť a využiť pritom podobné technologické postupy ako pri získavaní prírodných minerálov. V príspevku opisujeme spôsob úpravy popolčeka na získavanie jeho užitočných zložiek.

Používané materiály a metódy

Na testovanie sa použil popolček z teplárne divízneho závodu Energetika VSŽ. Odber popolčeka z jednotlivých výsypiek kotla sa uskutočnil tak, aby sa získala priemerná vzorka.

Popolček vzniká spaľovaním antracitového uhlia z Donbasu, ktoré obsahuje 12 až 17 % popola. Takéto uhlie sa spaľuje aj v teplárni SEP odštepého závodu Tepelná energetika v Košiciach.

Na separáciu užitočných zložiek z popolčeka boli použité fyzikálne a fyzikálnochemické spôsoby rozdrúzovania.

Charakteristické vlastnosti testovaného popolčeka

Popolček vzniká spaľovaním čierneho uhlia vo výtavných kotloch, v ktorých teplota spaľovania dosahuje okolo 1500 °C. Pri takejto teplote sa nataví alebo roztaví takmer každá popolovina.

Fyzikálne vlastnosti popolčeka

V súvislosti s technologickými procesmi, ktoré sa môžu použiť na získavanie užitočných zložiek, je dôležitá zmi-

tosť, merná hmotnosť, veľkosť povrchu a morfológické vlastnosti.

Zrornosť. Popolček má rozmery 0 - 0,315 mm, pričom 70 % hmoty tvorí trieda 0 - 0,04 mm. Zrnostné zloženie popolčeka je v tab. 1.

Merná hmotnosť. Je mernou hmotnosťou komponentov popolčeka. Testovaný popolček mal mernú hmotnosť 2,25 g.cm⁻¹.

Merný povrch. Veľkosť merného povrchu závisí od množstva nespáleného uhlíka v popolčeku. Častice nespáleného uhlíka sú skokovatejšie, veľkoi pórovité, a preto má popolček s vyšším obsahom spáliteľných látok zvyčajne väčší merný povrch ako popolček s nízkym obsahom spáliteľných látok. Veľkosť povrchu testovaného popolčeka je 10 m² . g⁻¹ ± 1 m².

Morfológické vlastnosti. Sledovali sa rastrovacím elektrónovým mikroskopom ISM 35 CM a analyzátorom Link AN 10 000. Charakteristický je prevažne sférický tvar častíc tvoriacich anorganickú zložku a vysoká pórovitosť zvyškov spáliteľných látok.

Chemické vlastnosti popolčeka

Chemické zloženie popolčeka je v značnej miere informáciou o zložení uhlia, ktorého spaľením vznikol. Pri horení sa chemické zloženie a vlastnosti spaľovaného uhlia menia. Zvyšok po spaľovaní - popol - obsahuje minerálne zložky. Komplexná chemická analýza popolčeka je v tab. 2, ktorá okrem analýz vstupného popolčeka, zahŕňa aj analýzy produktov úpravy, ktoré opíšeme ďalej.

Okrem železa a spáliteľných látok obsahuje popolček aj ďalšie prvky, ktorých užitočnosť treba posudzovať podľa toho, či a v ktorých produktoch úpravy popolčeka sa kumulujú a ako ovplyvňujú proces, do ktorého vstupujú. Takým je napríklad Ti, Mo, Cu, Sb, Mn, Ni a Ge, ako aj

trojskotvorné prvky, ako je Si, Al, Ca a Mg. Medzi toxické prvky, ktoré obsahuje popolček vo významnejšom množstve, patrí najmä As a B, Be a Cd.

Mineralogické zloženie popolčeka

Popolček je heterogénny materiál zložený z častíc s rozdielnymi fyzikálnymi, mineralogickými a chemickými vlastnosťami. Počas spaľovania sú všetky organické aj anorganické zložky častíc tuhého paliva na istý čas vystavené vysokej teplote. Mineralogické zloženie popolčeka sa mení najmä v závislosti od zloženia a jemnosti práškoveho uhlia, druhu a množstva minerálnych látok, ktoré obsahuje, od metódy spaľovania, kontroly a regulácie procesu spaľovania, resp. od atmosféry - oxidačnej alebo redukčnej - v záverečnej fáze spaľovania. Čas prechodu spaľovaných častíc cez vysokú teplotu kúreniska je veľmi krátky (asi 1 s) a počas neho prebehnú reakcie v tekutej fáze alebo iba v povrchovej časti zrn. Preto popolček okrem minerálnych zvyškov obsahuje aj zvyšky pôvodného alebo tepelným procesom do nerovnakého stupňa premeneného uhlia.

Tvorbu minerálnych novotvarov v popolčeku ovplyvňuje hlavne:

- chemické zloženie spaľovaného uhlia, jeho popoloviny a chemické reakcie počas spaľovania,
- konštrukcia kúreniska a riadenie procesu spaľovania.

Popolček obsahuje tieto hlavné skupiny minerálnych látok:

- vodnaté silikáty, napr. kaolinit $Al_2(Si_4O_{10})(OH)_8$, aluminosilikáty, napr. mullit $3Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$,
- minerály železa (ide o novotvary, ktorých chemické zloženie je v škále FeO , Fe_2O_3 , Fe_3O_4 až po kovové Fe),
- karbonátové skupiny, napr. kalcit ($CaCO_3$), siderit ($FeCO_3$),
- akcesorické minerály, napr. kremeň a cristobalit (SiO_2), apatit ($Ca_5(PO_4)_3F$), ďalej rutil (TiO_2),
- sklovitú fázu, ktorej percentový obsah závisí od podmienok spaľovania,
- zvyšky nespáleného uhlia (obsahujú celú škálu minerálnych novotvarov, a to od pôvodného uhlia až po koks; môže ísť o vitrit, klarit, fusit a durit).

Z uvedeného je zrejmé, že popolček je materiál s mimoriadne vysokým stupňom polykomponentnosti.

Preto je pochopiteľné, že účinnosť separácie užitočných zložiek a stupeň ich koncentrácie pri súčasných technológiách nebudú dosahovať také vysoké hodnoty, aké sa dosahujú pri rozdrúžovaní primárnych rúd.

Mineralogické a petrografické zloženie zvyškov spáľiteľných látok

Na lepšie poznanie vlastností spáľiteľných látok sa vykonal petrografický rozbor. Jeho cieľom bolo zistiť vlastnosti, ktoré podmieňujú využívanie koncentráta zvyškov spáľiteľných látok na priemyselné účely.

Petrografický rozbor spáľiteľných látok sa uskutočnil na zariadení NU 2 fy Zeiss. Macerálový rozbor sa urobil zo vzorky flotačného koncentráta z popolčeka. Zo vzorky sa pripravil znový nábrus. Pri mikropetrografickom rozbere v laboratóriu petrografických rozborov výskumného ústa-

TAB. 1

Zrntostné zloženie popolčeka s obsahom zvyškov spáľiteľných látok (C) a Fe
Grain size distribution of the ash with combustible substance residues (carbon) and Fe

Trieda (mm)	Hmotnostný výnos		Obsah C (%)	Obsah Fe (%)	
	(g)	(%)		v popole	vo vzor.
+0,315	0,1	0,06	30,16	9,86	6,89
0,250 - 0,315	0,3	0,18	45,35	5,44	2,97
0,150 - 0,250	2,4	1,48	67,61	6,46	2,09
0,100 - 0,150	11,9	7,33	72,76	8,81	2,40
0,090 - 0,100	14,0	8,62	70,87	8,76	2,55
0,071 - 0,090	5,0	3,08	57,64	8,38	3,55
0,056 - 0,071	3,9	2,40	50,56	7,82	3,87
0,004 - 0,056	10,8	6,65	44,70	8,94	4,94
-0,040	114,0	70,20	18,0	11,17	9,16
Podanie	162,4	100,00	31,14	10,39	7,15

TAB. 2

Chemické zloženie popolčeka a produktov jeho úpravy (v %)
Chemical composition of fly ash and production of its treatment (in %)

Prvky	Podanie popolček	Flotačný koncentrát	Magnetický produkt	Nemagnetický produkt
Strata žih.	24,19	83,09	-	0,54
Fe	7,16	2,02	50,37	5,87
SiO ₂	42,21	7,20	18,46	51,13
Al	11,80	2,53	6,34	14,85
Ca	1,55	-	-	1,82
Mg	0,75	-	-	-
K	0,90	-	0,50	2,18
Na	0,97	-	0,80	1,50
Ti	0,29	-	0,59	0,15
As	0,040	0,08	0,21	0,05
Pb	0,010	0,003	0,007	0,001
Cd	0,0007	0,00003	0,00003	0,00003
Cr	0,0145	0,021	0,039	0,008
Cu	0,021	0,002	0,023	0,021
S	0,056	0,40	0,15	0,008
V	0,018	0,001	0,007	0,005
Li	0,0029	0,0018	0,0014	0,0038
Sr	0,040	0,021	0,030	0,089

vu VSŽ v Košiciach sa postupovalo podľa ČSN 441345 a hodnotilo sa 1000 bodov nábrusu vzorky.

Výsledky rozboru. Základná hmota materiálu je bezštruktúrna. Sú v nej mikročastice (úlomky) inertinitu so značným vrastením do základnej bezštruktúrnej hmoty. Mikročastice inertinitu vznikli rozpadom inertinitových macerálov. Pôvodných zachovaných, t. j. nepremených macerálov inertinitu v základnej hmote je okolo 2 %, pôvodných nepremených macerálov vitritu okolo 3 %. Extinitové macerály vo vzorke nie sú, ale dajú sa v nej pozorovať veľmi malé mikročastice pyritu.

Antracit a čierne uhlie najčastejšie obsahujú vitritové, klaritové a duritové fosílné zložky, ktoré sa od seba odlišujú fyzikálnymi vlastnosťami. V sledovanej vzorke je vitrit čierny, lesklý, klarit pololesklý, čierny a durit čierny a matný. Vitritovú zložku často tvoria peľové zrná. Inerti-

nit je anorganická minerálna zložka v uhlí. Macerály sú fosílné zvyšky hnilokalov, skameneniny. Extinitové macerály sú drevité, často vláknité zložky.

Závery rozboru. Pôvodný uhoľný materiál bol na určitý čas vystavený pôsobeniu vysokej teploty alebo bez prístupu vzduchu, alebo s nedostatočným prístupom vzduchu. Za ten čas sa uskutočnila jeho termická deštrukcia, a tak sa pôvodné uhlie zmenilo na koks (Kucková et al., 1984; Tichánek, 1991).

Poznámka. Aj jemne rozptýlený pyrit (FeS_2) vo vzorke flotačného koncentrátu spáliteľných látok spôsobuje, že je obsah síry v spáliteľných látkach rovnomerný. Dokazujú to mapy distribúcie prvkov namerané elektrónovým mikroskopom a analyzátorom Link AN 10 000.

Mineralogické zloženie Fe zložky

Spaľované uhlie podľa svojho pôvodu obsahuje:

- Fe vo forme sulfidov železa - markazitu a pyritu,
- Fe organického pôvodu,

- $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n \text{H}_2\text{O}$ v ílovitých zložkách; ten počas spaľovania pri teplote vyššej ako 200°C prechádza na hematit a so vzrastom teploty sa v redukčnej atmosfére ďalej mení na magnetit (Fe_3O_4), príp. na kovové železo.

Popolček je zložený z častíc, ktoré okrem silikátov obsahujú aj alumosilikáty železa, ďalej oxidy železa a v zrnách kremeňa sa často vyskytuje magnetit. Z toho je zrejmé, že sa všetky čiastočky popolčeka správajú ako minerálne paramagnetické až feromagnetické látky, t. j. látky s určitou magnetickou susceptibilitou.

Spôsob spaľovania uhlia má vplyv na množstvo magnetitového železa. Pri horení vznikajú nové zlúčeniny, minerálne novotvary. Závisí to od spaľovacieho procesu, pri ktorom je prebytok spaľovacieho vzduchu určujúcim parametrom oxidačného stupňa železa. Ďalším činiteľom je teplota ohniska a charakter kúreniska. Teplota a atmosféra pece pôsobia krátkodobo, takže priebeh zmien minerálov železa nemusí byť úplný.

Magnetitové železo je minerálny novotvar magnetitu. Vzniká iba v úzkej povrchovej oblasti častíc paliva a je silne prerastené silikátovou a inou hlušinou. Na roštových kúreniskách majú jemné častice uhlia odlišné podmienky horenia ako hrubšie častice, z ktorých sa tvorí troska, a preto sú možnosti vzniku magnetitu vyššie v prípade spaľovania jemnozrnných častíc. Spaľovací režim granulovaných kúrenísk má vhodné podmienky na tvorbu magnetitového železa, lebo všetky reakcie horenia prebiehajú na povrchu zŕn s malým prebytkom vzduchu a oxidačno-redukčné podmienky sú približne zhodné v celom objeme kúreniska, čím pri rovnakom obsahu železa v spaľovanom uhlí vzniká vyšší podiel magnetitu v porovnaní s roštovými kúreniskami. Elektrárne s výtavnými kúreniskami majú podobný priebeh horenia ako granulované kúreniská, ale rozdiely sú vo zvýšenej teplote počas spaľovania a z toho vyplývajú rozdielne fyzikálne a chemické vlastnosti trosky. Do tekutej trosky sú strhávané väčšie častice uhlia, ktoré redukujú oxidy železa na wüstit (ktorý má približne stechiometrické zloženie FeO) až kovové železo.

Popolček ukladaný na zložisko alebo odkalisko podlieha vplyvu prostredia. Po istom čase železo v popolčeku oxiduje.

Mechanizmus vzniku minerálneho novotvaru magnetitu v procese spaľovania uhlia predurčuje jeho odlišné fyzikálne vlastnosti. Minerálny novotvar magnetitu vzniká len v niekoľkých sekundách, kým štruktúra mriežka prírodného magnetitu sa vytvára v procese dlhodobej kryštalizácie. Minerálny novotvar magnetitu, ktorý vzniká pri spaľovaní, má v porovnaní s prírodným magnetitom väčšiu pórovitosť, a preto má

1. nižšiumernú hmotnosť ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$): 3,2 - 4,2 (4,5 - 5 pri prírodnom magnetite);

2. nižšiu magnetickú susceptibilitu: $39 - 50 \cdot 10^{-3}$ ($90 - 108 \cdot 10^{-3}$ pri prírodnom magnetite);

3. nižšiu tvrdosť: 5 - 5,5 (5,5 - 6 pri prírodnom magnetite).

V koncentrátoch železa z popolčeka je najbohatšie zastúpený magnetit, veľmi málo maghemit a hematit, vzácné wüstit (hlušínovým materiálom je hlavne sklo). Magnetit sa vyskytuje prevažne vo forme guľôčok veľkých 0 - 100 μm , ktoré sú v povrchovej časti často zoxidované na hematit.

Praktický význam majú iba tie oxidy železa, ktoré:

a) majú magnetické vlastnosti a použitím magnetického nízkointenzitného rozdzružovania ich možno skoncentrovať;

b) možno v procese rozdzružovania tak skoncentrovať, že obsah železa v koncentráte je blízky obsahu železa v koncentrátoch z prírodnej železnej rudy;

c) sú z hľadiska chemického zloženia vhodné ako vsádzka na hutnícke spracovanie na oceľ alebo surové železo;

d) nespĺňajú požiadavky bodu c), ale majú reologické vlastnosti, ktoré umožňujú, aby sa použili na tvorbu ťažkej suspenzie pri rozdzružovaní uhlia.

Poznámka. Uhlie sa rozdzružuje v ťažkých suspenziách pri hustote od 1,4 do 1,8. Ťažkú suspenziu tvorí magnetit s prídavkom ílových, príp. pieskových častíc. Platí pravidlo, že maximálna hustota ťažkej suspenzie, ktorú možno použitím istého zaťažkávadla dosiahnuť, sa rovná polovičnej hodnote hustoty zaťažkávadla. Ak má magnetit získaný z popolčeka hustotu 3,9, potom hustota ťažkej suspenzie vytvárané týmto magnetitom môže dosiahnuť maximálne hodnotu 1,95.

Technológia získavania úžitkových zložiek z popolčeka

Úžitkové zložky z popolčeka sa separovali nasledujúcimi technologickými postupmi:

1. Zvyšky spáliteľných látok sa oddeľovali:

a) fyzikálnym spôsobom - odtriedením hrubších frakcií, ak zvyšky spáliteľných látok v popolčeku prekračovali ČSN stanovený limit o 1 až 2 %;

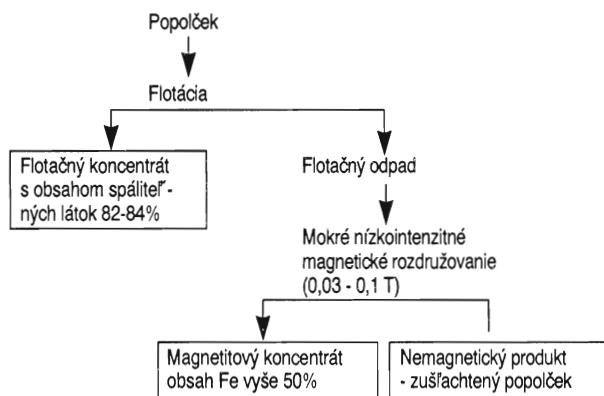
b) fyzikálnochemickým postupom - flotáciou, ak obsah zvyškov spáliteľných látok prekročil o 3 a viac % limit určený ČS normami.

2. Magnetitové železo sa získavalo mokrym nízkointenzitným magnetickým rozdzružovaním.

3. Zušľachtený popolček bol „odpadovým“ produktom z procesu flotácie a následného mokrého nízkointenzitného magnetického rozdzružovania.

Technologický postup získavania úžitkových zložiek z testovaného popolčeka demonštruje ideová schéma na obr. 1.

Príklad rozdzružovania popolčeka spolu s výsledkami rozdzružovania je na obr. 2.



Obr. 1. Ideová schéma rozdrúžovania

Prvým technologickým procesom je flotácia. S použitím neionogénneho zberača kombinovaného s peničom možno získať prečistený flotačný koncentrát s hmotnostným výnosom 28,5 %, s obsahom spáliteľných látok 83,09 % a spalným teplom 26,5 MJ.kg⁻¹. Ďalšou pozitívnu vlastnosťou zvyškov spáliteľných látok odseparovaných z popolčeka je, že majú nižší obsah S ako uhlie, ktorého spaľovaním vznikli. Spaľované uhlie obsahuje 1,2 - 1,6 % S. Popolček obsahuje 0,38 - 0,40 % S, a to: vo vzorke flotačného koncentráту 0,1 %, v popole 0,53 %, v magnetickom produkte je 0,15 % a v zušľachtenom popolčeku 0,08 %.

Z flotačného odpadu základnej flotácie sa v ďalšom procese - v technologickom uzle mokrého nízko-intenzitného magnetického rozdrúžovania - odseparuje magnetitové železo. Finálny magnetitový koncentrát obsahuje 50,37 % Fe s hmotnostným výnosom 4,13 % a s výťažnosťou 29,06 %. Príčinou nízkeho hmotnostného výnosu a nízkej výťažnosti železa do magnetitového koncentrátu je obsah magnetitového železa. Růžičková et al. (1983) udávajú, že v popolčeku z antracitového uhlia je až 80 % Fe vo forme magnetitu. Magnetitové železo je značne prerastené sprievodnými zložkami, a preto pri použitých technológiách možno pokladať za úspech rozdrúžovania, ak je výťažnosť železa do magnetického produktu okolo 30 %. Odpadom z kontrolného magnetického rozdrúžovania je nemagnetický produkt - zušľachtený popolček.

Z výsledkov chemických analýz minerálnych novotvarov vyplývajú isté poznatky:

Distribúcia železa v procese úpravy je nasledujúca:

Neupravený popolček obsahuje 7,16 % Fe, flotačný koncentrát spáliteľných látok asi 2 % Fe. V odpade po flotácii je obsah Fe 9,22 %, teda flotačným odseparovaním spáliteľných látok sa obsah Fe nepriamo zvyšuje. Počas magnetického rozdrúžovania sa oddeľuje magnetitové železo - minerálny novotvar magnetitu - do magnetitového koncentrátu. V odpade z kontrolného magnetického rozdrúžovania zostáva 5,87 % Fe. Výťažnosť Fe do nemagnetického produktu je 49 %-ná, čo značí, že 51 % Fe v magnetickom produkte je najmä vo forme minerálneho novotvaru magnetitu, ktorý je čiastočne prerastенý silikátovou a inou hlušinou.

Arzén sa do magnetitového koncentrátu kumuluje až päťnásobne a do zvyškov spáliteľných látok dvojnásobne. Pri

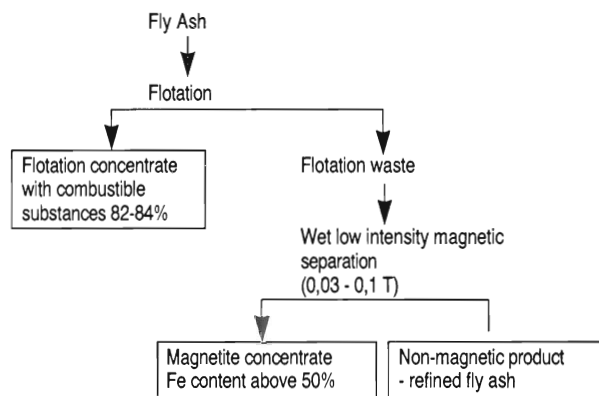


Fig. 1. Fly ash separation scheme

teplote nad 230 °C je As vo forme pary, postupne prechádza do tuhej fázy a adsorbuje sa na tuhých časticiach, vo väčšej miere na zvyškoch spáliteľných látok, ktoré majú veľký povrch. Vo flotačnom koncentráte je obsah As 0,08 %.

Chemické analýzy a štúdium morfológie (ktorou sa budeme zaoberať v ďalšom príspevku) poskytujú informáciu o tom, že zušľachtený popolček je materiál blížiaci sa svojimi vlastnosťami zeolitu. Liberský (1991) vypracoval technológiu, ktorou možno z popolčeka vyrábať produkt vlastnosťami blízky phillipsitu.

Využívanie produktov úpravy popolčeka

Využívať minerálne novotvary v priemyselných podmienkach je niekedy výhodnejšie ako používať prírodné minerály.

Produkty úpravy sa dajú prakticky použiť takto:

- Flotačný koncentrát spáliteľných látok možno recyklovať a spaľovať v pôvodných spaľovacích zariadeniach. Flotačný koncentrát spáliteľných látok má priaznivý obsah popola (16,1 %). Jeho spalné teplo je 26,5 MJ.kg⁻¹ a obsah As 0,08 %.

- Magnetitový koncentrát vyrobený z popolčeka, ak sa používa ako zaťažkové pri rozdrúžovaní v ťažkých suspenziách, je ľahšie zmývateľný z povrchu tuhých rozdrúžovaných častíc, lebo prevažujú častice guľôčkového tvaru.

- Zušľachtený popolček sa môže zúžitkovať v stavebníctve a vo výrobe stavebných hmôt, napr. pórabetónu, cementu, agloporitu, keramických a tehliarskych výrobkov, ako kamenivo do betónu, na výrobu ľahkého betónu, neautoklávovaného ľahkého betónu, autoklávovaného hutného silikátbetónu a do maltoviny. Stále častejšie sa popolček využíva v cestnom staviteľstve a v hutníctve ako zásypová hmota. Zušľachtený popolček sa môže použiť na výrobu náročnejších produktov, ako je minerálna vlna, keramické materiály s vysokou pevnosťou v ohybe, keramické glazúrované dlaždice, silikátovápenaté tvárnice a ako náhrada prírodného zeolitu.

Záver

Z testovaného popolčeka sa ako úžitková zložka vo forme produktu použiteľného ako surovina získal flotačný

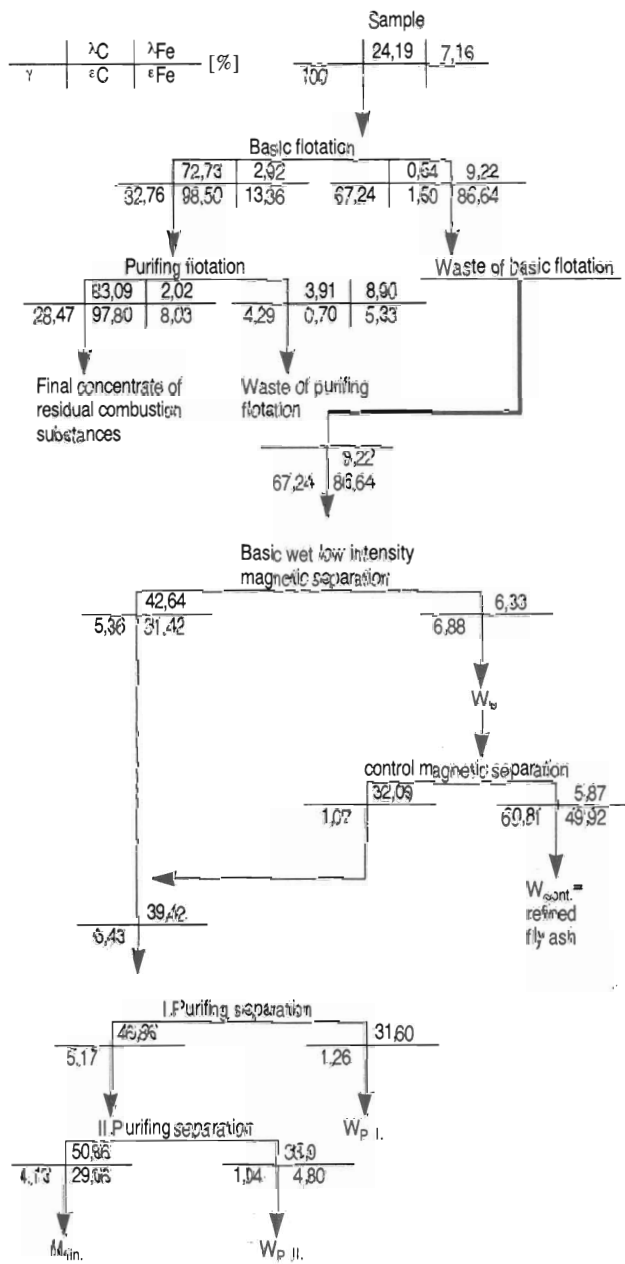


Fig. 1. Reclamation technology for utility companies. W_b - non-magnetic portion, waste from the basic magnetic separation; W_c - non-magnetic portion, waste from control magnetic separation, refined fly ash; W_{PF} - non-magnetic portion, waste from the first purifying magnetic separation; W_{PII} - non-magnetic portion, waste from the second purifying magnetic separation; M_{fin} - final concentrate of magnetic separation, magnetic iron

Literatūra

Kucková, A. & Kucko, L. 1984: Laboratórne cvičenia z koksárstva II. *Skripta VŠT Košice*, 1984, 5-16.

Liberský, J. 1991: Výzkum zpracování elektrárnenských popelců na syntetický zeolit. (Výskumná zpráva.) *Manuskript - ÚNS Kurná Hora*.

Michalíková, F. & Špaldon, F. 1982: Využití elektrárnenských a teplárnenských popelčků. *Ruzy*, 6, 179 - 185.

Michalíková, F. 1988: Převok k racionálnímu využívání odpadových popelčků. *Zber. ved. prác VÚT Košice*, 133 - 144.

Růžicková, Z., Srb, J. & Mayerová, M. 1983: Popílky, jejich úprava a využití. ÚVR - oborové středisko TEI - knižnice „Technika rudního hornictví a úpravnictví“, Praha, 27.

Tichánek, F. 1991: Tepelné zpracování nerostných surovin I. Skripta VŠB HGF Ostrava.

Reclaiming of mineral novelties from the secondary raw materials

The paper deals with characteristic properties of fly ashes from thermal power station of VSŽ Košice. The knowledge of these properties is a precondition of the selection of methods of reclaiming valuable components.

The characteristic properties are as follows:

- physical: granulation, specific weight, surface area and morphological properties;
- chemical: content of chemical elements, ash matter, valuable components such as Fe, and Al;
- mineralogical: new mineral forms occurring during combustion, i. e. mineral novelties.

The mineralogical and petrographical compositions of residual combustible substances and mineralogical structure of the Fe component have been described. In the process of coal combustion the mechanism of the mineral magnetite novelty generation predetermines its different physical properties. This mineral novelty has a larger porosity than the natural magnetite as a result of which it possesses: lower specific weight, magnetic susceptibility, as well as lower hardness.

Separation of individual utility components from fly ashes was carried out by the following technological processes (Fig. 1):

- physical procedures - by sorting out coarser fraction of residues of combustible substances, - by separation of magnetite iron by wet low-intensity magnetic separation,
- physico-chemical process - flotation of residues of combustible substances.

An example of fly ash separation and the results obtained are presented in Fig. 2. The first technological process is flotation.

The purified flotation concentrate with the weight yield 28.5 % contains 83.09 % of combustible substances with the combustion heat 26.5 MJ.kg⁻¹.

The final magnetite concentrate contains 50.37 % Fe, with the weight yield 4.13 % and recovery efficiency 29.6 %.

The purified fly ash - the waste from the control magnetic separation - non-magnetic product - with the weight yield above 60 % contains about 0.5 % of combustible substances and 5.87 % Fe.

A complex chemical analysis of fly ashes is given in tab. 2 in which besides analyses of the input fly ash - feeds - are analyses also of individual separation products.

From the fly ash tested the following utility constituents have been reclaimed in the form of products applicable as raw materials. The individual separation products have the following practical applicability:

- The flotation concentrate of combustible substances may be recycled and combusted in the original combustion installations.
- The magnetite concentrate may be used as a heavy medium for separation in heavy suspensions.
- The refined fly ash may be applied in civil industry, or as raw material for ceramic materials, for production of mineral wool as a substituent of natural zeolites.

Reclamation of utility constituents from industrial waste - fly ashes - has a favourable effect on environment. Fly ashes become secondary raw material of which useful products can be reclaimed by application of suitable technologies. In this way the waste can be liquidated.

Exsolučné fenomény v mineráloch hornín

DUŠAN HOVORKA a ŠTEFAN MÉRES

Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 19. 3. 1993)

Phenomena of exsolution in rock minerals

Exsolution phenomena of the solid solutions of the rock-forming minerals are discussed. As the example exsolution patterns of original Na-clinopyroxene of the high-grade metabasites resulting in the Cpx+Plg and Hbl+Plg symplectites are given.

Zvýšenie úrovne poznatkov o zložení rozličných skupín horninotvorných (silikátových, oxidických, sulfosolíd atď.) minerálov zákonite rozšírilo poznatky o zložení, stabilite a o podmienkach rozpadu ich tuhých roztokov. V súčasnosti sa všeobecne akceptuje, že rozpad tuhých roztokov, resp. odmiešavanie jednej zo zložiek nastáva najmä znižovaním teploty. Pri mineráloch erupčných hornín ide o znižovanie teploty v záverečných fázach magmatickej kryštalizácie, v prípade metamorfných asociácií (ale platí to aj o asociáciách erupčných hornín) odmiešavanie nastáva v regresnej etape metamorfného cyklu či v následných, z hľadiska pT podmienok diaforitických procesoch metamorfnej rekryštalizácie.

Zmenou pT podmienok (najmä znižovaním teploty) sa tuhý roztok reprezentovaný konkrétnym minerálom spravidla rozpadá na dve zložky. Trend rozpadu môže byť silikát → silikát + silikát; silikát → silikát + oxid; oxid → oxid + oxid a i. Keďže obidve vzniknuté minerálne fázy predstavujú „dedičov“ zloženia pôvodného tuhého roztoku, je logické (ale najmä mnohonásobne dokázané), že „následnícke“ minerálne fázy majú oproti svojmu predchodcovi odlišné zloženie. Proces, a najmä intenzita (či presnejšie rozsah) odmiešavania závisia od niekoľkých faktorov. Zdá sa, že rozhodujúcim je kinetika reakcie či rýchlosť tepelného spádu (chladnutia) daného tuhého roztoku (resp. celej sústavy). Proces odmiešavania sa pomenúva internacionálnym termínom exsolúcia. Exsolúcia vedie až k úplnému „rozpadu“ (breakdown) pôvodného tuhého roztoku.

Pravdepodobne najznámejším a najrozšírenejším výsledkom rozpadu tuhého roztoku živcov je perit (keď je prevládajúcou uzatvárajúcou fázou draselný živcov), resp. antiperit (keď je prevládajúcou alebo uzatvárajúcou fázou sodný živcov). Exsolúcia tuhého roztoku živca prebieha ako výsledok vnútornej redistribúcie Na, K a Ca v pôvodne štruktúrne homogénnom kryštáli, redistribúcia v podobe iónovej difúzie. Treba zdôrazniť, že v každom štádiu vývoja (v určitých pT podmienkach) horniny je stabilný len živcov istého zloženia bez ohľadu na to, či vznikol kryštalizáciou z magmy, exsolučným spôsobom, alebo metasomaticky.

Pretože v problematike tuhých roztokov K-Na živcov má podstatnú úlohu odlišnosť/blízkosť atómového polomeru Na a K, morfológické fenomény blízke produktom rozpadu tuhých roztokov môžu vzniknúť aj iným, najčastejšie nahradzovacím (metasomatickým) spôsobom. Pertitický albit vzniknutý exsolúciou pôvodného K-Na živca možno charakterizovať nasledujúcimi znakmi:

a) Objem či plocha pertitického albitu v hostiteľskom K-živci je v rozličných kryštáloch toho istého výbrusu, ale aj vo viacerých výbrusoch danej časti hominového telesa približne rovnaká;

b) pertitický albit je vo vzťahu k štruktúre uzatvárajúceho K-živca orientovaný zákonite;

c) množstvo pertitických fáz sa od stredu „hostiteľských“ kryštálov smerom k ich okraju znižuje, resp. aj vo veľkých kryštáloch zostáva distribúcia pertitického albitu nanejvýš rovnomerná.

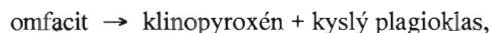
Z uvedeného vychodí, že prítomnosť vlásočnice albitu v študovaných výbrusoch, systematická prítomnosť albitového lemu okolo draselných živcov, výrazne nehomogénna intenzita „pertitizácie“ a i. sú argumentmi v prospech metasomatického spôsobu vzniku tohto morfológického fenoménu.

Ďalším rozšíreným príkladom exsolúcie tuhého roztoku je vznik ihličkovitého rutilu (sagenitu) v biotite, vznik symplektitických prejavov diopsidu a plagioklasu či amfibolu a plagioklasu namiesto pôvodného Na-pyroxénu (omfacitu) v retrogresne rekryštalizovaných eklogitoch. Do tejto skupiny patria aj exsolučné lamely (v plošnom prejave) klinopyroxénu v ortopyroxéne metaperidotitov ofiolitových komplexov, ale súčasne aj v xenolitoch peridotitov v alkalických bazaltach kontinentálnych aj oceánskych domén.

Proces odmiešavania tuhých roztokov (rozpadu tuhých roztokov) sme v posledných rokoch zistili v prípade amfibolitizovaných Rbf+Gar+Cpx metabazitov v Tráveči (Hovorka a Méres, 1990) a v Malej Fatre (Hovorka et al., 1992). Pretože tieto procesy majú pre pochopenie metamorfnej histórie daných hornín kľúčový význam, uvádzame ich základné aspekty.

Jednou z podmienok na pochopenie histórie metamorfítov vysokého stupňa je uvedenie si faktu, že tieto komplexy sa do vysokých úrovní kontinentálnej kôry dostávajú rozmanitými geologickými procesmi. V konečnom štádiu „odkrytia“ komplexov vysokých metamorfítov majú podstatnú úlohu aj procesy erózie. V procesoch výstupu až „exhumácie“ sa vysoké metamorfity (= metamorfity granulitovej až eklogitovej fácie) postupne dostávajú do pT polí stability amfibolitovej fácie a následne až do podmienok fácie zelených bridlíc.

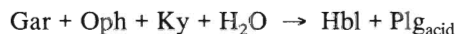
Pravdepodobne prvým minerálom v eklogitických (Oph + Gar_{py}) horninách, ktorý sa v nových podmienkach (pri nižšej teplote a pravdepodobne aj pri nižšom tlaku) stáva nestabilným, je Na-pyroxén, omfacit. Rozpadá sa podľa schémy:



pričom sa produkty rozpadu pôvodného sodného pyroxénu vyznačujú symplektitickými prerastaniami (Mysen a Griffin, 1973; Holand et al., 1983; Joanny et al., 1989, 1991; Lardeaux et al., 1982, a i.). Minerálne fázy tvoriace symplektit (Cpx + Plg) sú stabilné v podmienkach amfibolitovej fácie.

V procese „výstupu“ eklogitov sa postupne mení aj zloženie prítomného pyropového granátu. Ten rekryštalizuje na almandínový granát, pričom uvoľňovaný horčík vstupuje do zloženia vznikajúcich amfibolov, chloritu a i.

Joanny et al. (1991) rozdelili proces symplektitizácie do týchto štádií: S1 = hrubolamelový symplektit (Cpx + Plg), S2 = tenkolamelový symplektit (Cpx + Plg) a SG = globulový symplektit (Cpx + Plg). Štádium S2 a SG už spravidla sprevádza hydratácia minerálnej asociácie ekvilibrovanej v nižších (nových) pT podmienkach. Proces možno vyjadriť takto:



(Rubie, 1990; in Garswell (Ed.) 1990; Messiga a Bettini, 1990, a i.).

Rekonštrukcia štádií rekryštalizácie vysokých metamorfítov (granulitovej, resp. aj eklogitovej fácie) v podmienkach amfibolitovej fácie vyplýva zo zistení v teréne, kde sú prítomné krajné členy premeny (eklogity : amfibolity), ako aj rozličné prechodné členy (symplektitizované eklogity).

Ak sa na diskutovaný proces rozpadu tuhého roztoku Na-pyroxénu za vzniku symplektitických následných minerálov (Cpx + Plg_{acid}) aplikujú základné metalurgické princípy, premena omfacitu na klinopyroxén a plagioklas zodpovedá „prerušovaným precipitačným reakciám“ (Joanny et al., 1991). V týchto procesoch hrubé lamely symplektitu Cpx + Plg vznikli pri vyššej a úzke lamely Cpx + Plg pri nižšej teplote.

Metamorfna rekryštalizácia sa v jednotlivých štádiách prejavuje aj v chemickom zložení vznikajúcich minerálov. Tieto zmeny možno zjednodušene charakterizovať takto: namiesto granátu s vysokým obsahom pyropovej molekuly vzniká nový granát s nižším podielom pyropu; v klinopyroxéne klesá podiel jadeitovej molekuly (v omfacitoch

okolo 40 % Jad) a v amfibolitoch sa vyskytujú Cpx zloženia diopsidu - hedenbergitu. Amfiboly sa postupne menia od pargasitických cez edenitické, barroisitické až po magnéziohornblendy alebo ferohornblendy, ktoré sú už typickými amfibolmi metamorfítov amfibolitovej fácie.

Z Českého masívu rekryštalizáciu eklogitov v podmienkach amfibolitovej fácie v posledných rokoch opísal Dudek a Fediuková (1974) a Klápová (1988). V kryštalíniku Západných Karpát o eduktoch takejto premeny na základe zistených produktov premeny (symplektity Cpx + Plg; tab. I) predpokladá Hovorka a Méres (1989, 1990; Hovorka et al., 1992).

V študovaných metabazitoch uvedených horstiev (l. c.), ale aj v početných ďalších výskytoch v daných a ďalších vrchoch Západných Karpát sme procesy rozpadu a symplektitizácie zastihli v ich pokračovaní štádiu, t. j. v štádiu S2 a SG (Joanny et al., 1991), resp. až v následných štádiách intenzívnej hydratácie. V tomto procese pôvodnú „suchú“ asociáciu Oph + Gar_{py} (ktorú sme pre malé rozmery telies daných metamorfítov, a tým aj ich pochopiteľnú intenzívnu hydratáciu zatiaľ nenašli) nahrádza asociácia Hbl + Plg, príp. prítomné relikt Rtl, Cpx, Gar a i.

Záverom uvádzame, že procesy odmiešania/exsolúcie pôvodne homogénnych tuhých roztokov vedú k vzniku dvoch, ojedinele aj viacerých minerálnych fáz. Procesy prebiehajú bez prínosu či odnosu materiálu za poklesu teploty v danom systéme. Takáto definícia je blízka definícii napr. v diele Manual of Mineralogy (Hurlbut a Klein, 1977).

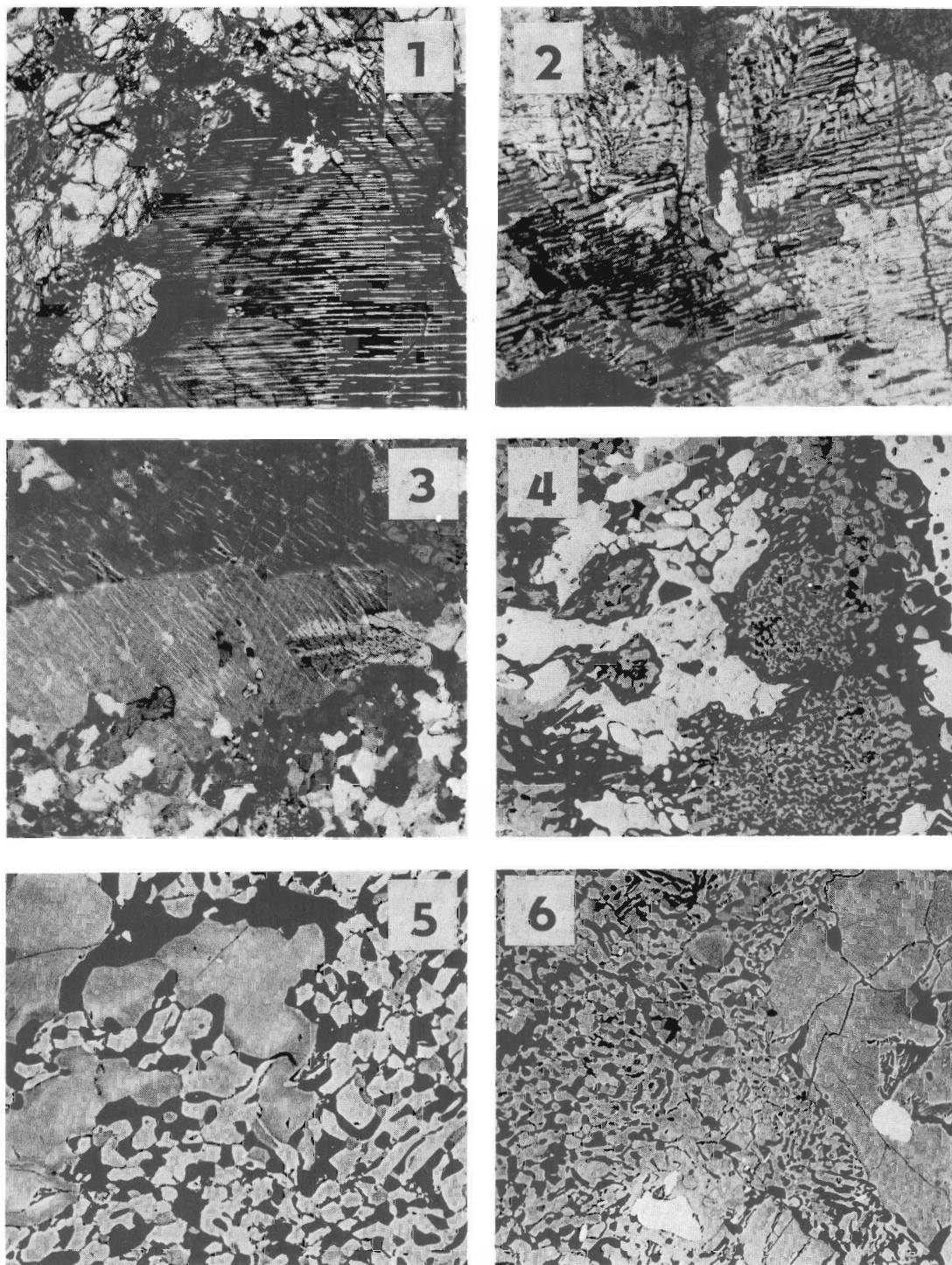
Charakteristické morfológické tvary produktov exsolučných procesov spôsobili, že sa označovali ako „symplektity“ či „symplektitické štruktúry“. Symplektitické štruktúry sú fenomény mikroskopických rozmerov, pričom sa v nich mnohonásobne opakuje jeden či viac priestorových motívov. Jedna z fáz tvoriacich symplektitovú štruktúru má často červíkovitý, resp. podobný tvar. V záujme objektívnosti treba uviesť, že nie všetky symplektitické štruktúry vznikli exsolučným procesom. Časť z nich predstavuje produkt eutektickej kryštalizácie, ale aj syngenetickej blastézy počas metamorfnej rekryštalizácie.

Označenie „symplektit“ pochádza z gréckeho slova sympleké, čo znamená preplietť sa. V tomto význame ho po prvý raz použil Haüy (1822) pri charakteristike doleritu (mnohonásobné „striedanie sa“ klinopyroxénu a plagioklasu).

V dnešnom význame termín symplektit použil Naumann (1849) na vyjadrenie tesného priestorového prerastania dvoch minerálov horniny. Problematike symplektitických štruktúr sa následne podrobne venoval až Sederholm (1916). Zdôraznil (l. c.), že sa symplektitické štruktúry tvoria z dvoch sekundárnych (rozumej: následníckych) minerálov (podčiarkol D. H. a Š. M.). Aj v tomto prípade nám prichodí vziať hold Sederholmovi - géniovi vedy o horninách. Jeho záver, že symplektitické štruktúry sú tvorené dvoma „následníckymi“ minerálmi, z ktorých ani jeden nespodobňuje zloženie pôvodného minerálu, predbehol myslenie svojich súčasníkov o desiatky rokov.

Minerálne dvojice tvoriace symplektitickú štruktúru označil Sederholm (1916) ako „synantetické minerály“.

Na prevažnú časť symplektitických štruktúr sa hodí aj termín „diablastická štruktúra“ (Becke, 1903). Používa sa na označenie fenoménov vzájomného kryštalograficky



Tab. I. 1 - Exsolučné lamely Cpx v Opx v xenolite spinelového peridotitu v alkalickom bazalte; Mašková. Zv. 48x, X polaroidy; 2 - Symplektitická štruktúra Plg + Klz v ortorule veporika; Polomka. Zv. 95x, X polaroidy; 3 - Exsolučný typ perlitu v K-živci migmatitu; Malá Fatra. Zv. 30x, X polaroidy; 4 - Symplektitická štruktúra Cpx + Plg retrográdne rekryštalizovaného eklogitu; Meczek. Zv. 120x, skanovací mikroskop; 5 - Symplektitická štruktúra Cpx + Hbl + Plg v Gar + Cpx metabazite veporika; Heřpa. Zv. 550x, skanovací mikroskop; 6 - Symplektitická štruktúra Cpx + Plg v Gar + Cpx metabazite veporika; Heřpa. Zv. 300x, skanovací mikroskop.

Pl. I. 1 - Cpx exsolution lamellae in the Opx within the spinel peridotite xenolith in the alkaline basalt; loc. Mašková. Enl. 48x, X polars; 2 - Plg+Klz symplectite in the orthogneiss of the veporide crystalline complex; loc. Polomka. Enl. 95x, X polars; 3 - Exsolution-type albite (perthite) in the K-feldspar of the migmatite; the Malá Fatra Mts. Enl. 30x, X polars; 4 - Cpx+Plg symplectite in the retrograde eclogite; the Meczek Mts. Enl. 120x, scan microscope; 5 - Cpx+Hbl+Plg symplectite in the Gar+Cpx metabasite of the veporide crystalline complex; loc. Heřpa. Enl. 550x, scan microscope; 6 - Cpx+Plg symplectite in the Gar+Cpx metabasite of the veporide crystalline complex; loc. Heřpa. Enl. 300x, scan microscope.

orientovaného (čo sa prejavuje zhodným zložením viacerých individuál mikroskopických rozmerov) prerastania dvoch minerálov. Do tejto skupiny štruktúr patria fenomény kelyfitických lemov (medzi dvoma minerálmi), resp. diablastická štruktúra je pozorovateľná v rámci pôvodného jedného kryštálu (= exsolúcia).

Táto práca je čiastkovým výstupom v rámci grantom preferovaného výskumného projektu č. 920203, ktorý finančne zabezpečilo Ministerstvo školstva a vedy SR.

Literatúra

- Becke, F. 1903: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. *C. R. IX. Congres Geol. Intern., Vienna*.
- Boland, J. N. & Van Roermund, H. L. M. 1983: Mechanism of exsolution in omphacites from high temperatures, type B eclogites. *Phys. Chem. Miner.*, 9, 30 - 37.
- Dudek, A. & Fediuková, E. 1974: Eclogites of the Bohemian Moldanubicum. *Neu Jb. Mineral., Abh., Mh.*, 121, 127 - 159.
- Hauy, R. J. 1822: *Traité de Minéralogie. Vol. 4, Bachelier & Huzard, Paris*.
- Hovorka, D. & Méres, Š. 1989: Relikty vysokotepelných metamorfítov v tatroveporickom krýštalíniku Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 21, 193 - 202.
- Hovorka, D. & Méres, Š. 1990: Klinopyroxenicko-granátické metabazity Tribeča. *Mineralia slov.*, 22, 6, 533 - 538.
- Hovorka, D., Méres, Š. & Caño, F. 1992: Petrologia granáticko-klinopyroxenických metabazitov Malej Fatry. *Mineralia slov.*, 24, 1, 45 - 52.
- Hurlbut, C. S. & Klein, C. 1977: *Manuel of Mineralogy. 19th Ed., John Wiley, New York*.
- Joanny, V., Lardeaux, J. M., Trolliard, G. & Boudeulle, M. 1988: La transition omphacite - diopside + plagioclase dans les eclogites du Rouergue (Massif Central Français): un exemple de précipitation discontinue. *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, 309, II, 1923 - 1930.
- Joanny, V., Van Roermund, H. & Lardeaux, J. M. 1991: The clinopyroxene/plagioclase symplectite in retrograde eclogites: a potential geothermobarometer. *Geol. Rdsch.*, 80, 2, 303 - 320.
- Klápová, H. 1988: Retrográdny přeměny krusnohorských eklogitů. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 62, 6, 1 - 10.
- Lardeaux, J. M., Gosso, G., Klemast, J. R. & Lombardo, B. 1982: Relation entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes Occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. *Bull. Soc. Géol. France (Paris)*, 7, XXIV, 4, 793 - 800.
- Messiga, B. & Bettini, E. 1990: Reactions behaviour during kelyphite and symplectite formation: a case study of mafic granulites and eclogites from the Bohemian Massif. *Eur. J. Mineral.*, 2, 125 - 144.
- Neumann, C. F. 1849: *Lehrbuch der Geognosie. Leipzig*.
- Rudie, D. S. 1990: In: Carswell, D. A.: Eclogite facies rocks. *Blackie, Glasgow and London*, 111 - 140.
- Mysen, B. G. & Griffin, W. L. 1973: Pyroxene stoichiometry and the breakdown of omphacite. *Amer. Mineralogist*, 58, 60 - 63.
- Sæderholm, J. J. 1916: On syntectonic mineral and related phenomena (reaction rims, corona minerals, kelyphites, myrmekyte etc.). *Bull. Com. Géol. Finl.*, 48.

Phenomena of exsolution in rock minerals

The paper discusses the problems of exsolution phenomena in silicate minerals from eruptive and metamorphic rocks owning high metamorphic grade. The given phenomena are conditioned by the kinetics of metamorphic reactions (descending temperature in the course of "ascending" rock complex). It is usually water that participates in the reactions during this process. It is characteristic for the given process that there are two, seldom also three mineral phases resulting from the original solid solution. As a result, the following types of reactions take place: silicate $\rightarrow$ silicate + silicate, silicate $\rightarrow$ silicate + + oxide, oxide $\rightarrow$ oxide + oxide and others. Since both newly-originated phases represent the so-called „inheritors“ of the original composition of the solid solution, the „succession“ phases display, contrary to their predecessors, different composition.

The processes of the breakdown of solid solutions have been ascertained by the given authors (Hovorka and Méres, 1990; Hovorka et al., 1992) recently in the bodies of amphibolitized R1 + Gar + Cpx metabasites in the Tribeč and Malá Fatra Mts. The

process of the breakdown of omphacite pyroxene proceeded according to the scheme:

omphacite $\rightarrow$ diopside + acid plagioclase.

The process of the ascent and gradual equilibration in new PT conditions also witnessed to the recrystallization of originally magnesium garnet while newly-formed, for the most part almandine garnet originated. Released magnesium joined the composition of amphibole and chlorite.

The origin of symplectite compound crystals of newly-originating phases represents the characteristic phenomena in the given process. The lowering of temperature witnesses to gradual re-equilibration of symplectites. It is also H₂O that forms the composition of these symplectites in medium and posterior stages of their formation. Minerals with OH group are the accompanying product.

The processes of breakdown and accompanying symplectite structures represent a significant genetic indicator which may be applied to the reconstruction of the geological history of the rocks which comprise similar phenomena.

Výskyt Bi-mineralizácie v ložisku Pezinok

PETER ANDRÁŠ¹, STANISLAV JELEŇ¹ a FRANTIŠEK ČAŇO²

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

²Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 27. 1. 1993)

Occurrence of Bi-mineralization in the Pezinok deposit (Western Slovakia)

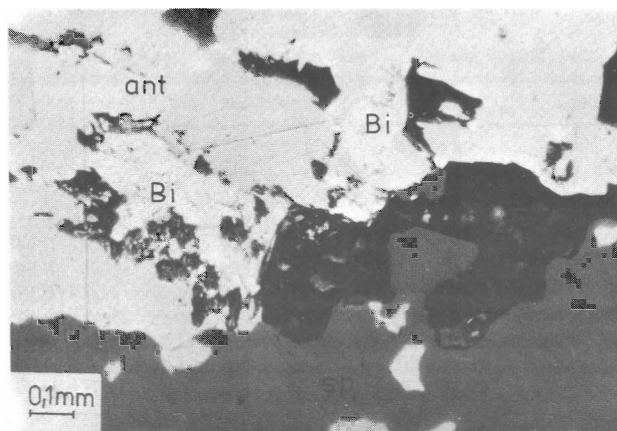
Native bismuth, horobetsuite (Sb, Bi)₂S₃ and garavellite (FeBiSbS₄) on Pezinok deposit were identified in mineral assemblage with arsenopyrite, pyrite, antimonite, sphalerite, quartz and carbonates. Chemical characteristic of each mineral is on the Tab. 1 and on Fig. 3.

Úvod

Zrudnenie ložiska Pezinok je pomerne monotónne. Tvoria ho syngenetické submarinno-exhalačné pyritovo-pyrotínové rudy v čiernych bridliciach s naloženou kremeňovo-karbonátovo-antimónovou mineralizáciou. Poslednú minerálnu asociáciu reprezentuje hlavne antimonit, gudmundit, berthierit, pyrit, arzenopyrit a rýdзи antimón. Zriedkavejšie sa vyskytuje sfalerit a chalkopyrit, ojedinele aj valentinit a kermezit. Súčasným mineralogickým výskumom vzoriek rúd Antimónovej štôlne sa zistila ojedinelá a v Malých Karpatoch doteraz neznáma asociácia Sb-Bi minerálov: garavellit, horobetsuit a bizmut. Len v regióne Častej zistil Cambel (1959) zvýšený obsah Bi v niektorých Ni-mineráloch (hlavne v korynité).

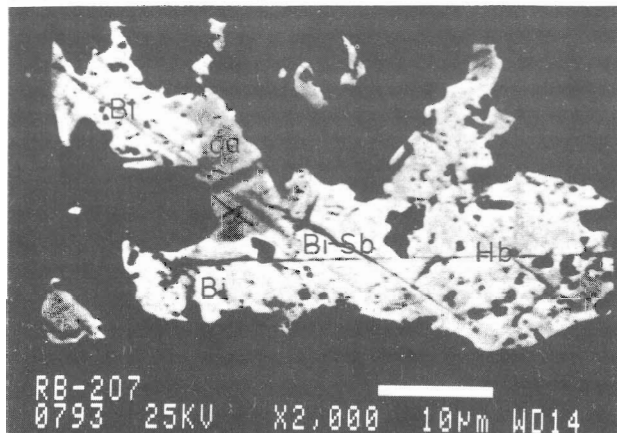
Výskyt Bi-mineralizácie

V aktinolitckej bridlici z Antimónovej štôlne sa občas vyskytujú šošovky hnedočierneho sfaleritu s priemerom cca 10 cm s drobnými impregnáciami pyritu a s tenkými žilkami karbonátu s kremeňom. Mikroskopické štúdium vzoriek potvrdilo výskyt početných impregnácií staršieho idiomorfneho a hypidiomorfneho arzenopyritu a pyritu. Na diálázach sfaleritu možno vidieť kalcitové žilky akcesoricky sprevádzané kremeňom v asociácii s antimonitom, zriedkavým pyritom, pyrotínom a s bizmutovými minerálmi. Bizmutové minerály vystupujú hlavne na kontaktoch kremeňa s antimonitom, menej v samom kremeňi, resp. na kontaktoch pyritu s antimonitom alebo sfaleritu s antimonitom. Tvoria drobné zrná a tenké krátke žilôčky. Zrná bizmutových minerálov spravidla nepresahujú 10 µm, len ojedinele sú veľké až 60 µm. Veľmi malé rozmery minerálov, ich tesné vzájomné prerastanie, ako aj prerastanie s antimonitom a kremeňom neumožňujú urobiť röntgen difrakčnú analýzu. Bližšie ich identifikovať umožnila len bodová röntgen mikroanalýza. Ňou sa podarilo rozlíšiť tri fázy s chemickým zložením bizmutu, horobetsuitu a mimoriadne vzácne garavellitu (tab. 1).



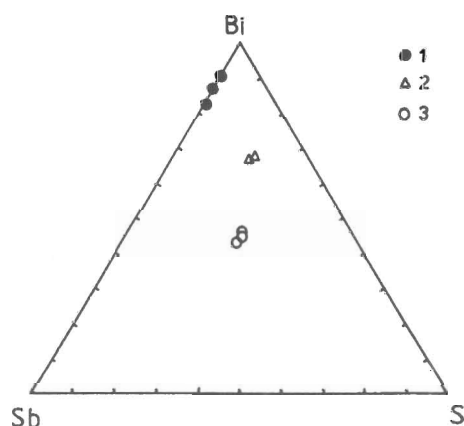
Obr. 1. Zrná bizmutu (Bi) na kontakte sfaleritu (sp) a antimonitu (ant.). Nábrus, nikoly II.

Fig. 1. Native bismuth grains (Bi) on the sphalerite (sp) and antimonite (ant) contact. Polished section, II nicols.



Obr. 2. Intimne prerastanie Bi-mineralizácie (mikrogram detailu agregátu z obr. 1): bizmut (Bi), bizmut so zvýšeným obsahom antimónu (Bi - Sb), horobetsuit (Hb) a garavellit (ga).

Fig. 2. Intimate interpenetration of Bi-minerals (enlarged detail of Fig. 1): native bismuth (Bi), native bismuth with increased Sb-content (Bi-Sb), horobetsuite (Hb) and garavellite (ga).



Obr. 3. Ternárny diagram Bi-Sb-S s vyznačením chemického zloženia minerálov Bi-asociácie. 1 - bizmut, 2 - horobetsuit, 3 - garavellit.
Fig. 3. Ternary Bi-Sb-S diagram with chemical composition of associated Bi-minerals. 1 - native bismuth, 2 - horobetsuite, 3 - garavellite.

TAB. 1

Bodové elektrónové mikroanalýzy bizmutových minerálov
z ložiska Pezínok (v %)

Electron microprobe analyses of Bi-minerals from Pezínok deposit (in %)

Minerál	Bizmut		Horobetsuit			Garavellit		
	1	2	3	4	5	6	7	8
Cu	-	-	-	0,20	0,13	-	-	-
Zn	0,20	2,20	2,12	0,07	0,76	0,05	0,27	0,33
Hg	0,19	0,19	0,15	-	0,14	0,17	0,05	0,04
Fe	0,10	0,17	0,13	0,01	0,23	9,81	10,27	9,88
As	0,03	-	0,05	0,25	0,17	0,10	0,09	0,13
Sb	8,60	15,62	12,17	13,64	12,29	24,14	26,40	23,61
Bi	90,60	80,31	84,99	66,18	66,95	40,80	38,49	41,47
S	-	0,80	0,10	19,63	19,65	25,08	25,09	24,50
Total	99,81	99,29	99,71	99,08	100,32	99,98	100,68	99,96

Empirické vzorce minerálov vypočítané z analýz 1 - 8
Empirical formulae of Bi minerals
(calculated on the basis of 1 - 8 analyses given in tab.)

Minerál	Analýza	Empirický vzorec
Bizmut	1	(Bi _{0,85} Sb _{0,14} Zn _{0,01}) _{1,00}
	2	(Bi _{0,67} Sb _{0,22} Zn _{0,04} S _{0,04}) _{0,97}
	3	(Bi _{0,74} Sb _{0,18} Zn _{0,08} S _{0,01}) _{0,99}
Horobetsuit	4	(Bi _{1,51} Sb _{0,53}) _{2,04} S _{2,92}
	5	(Bi _{1,52} Sb _{0,48}) _{2,00} S _{2,90}
Garavellit	6	Fe _{0,91} Bi _{1,01} (Sb _{1,02} As _{0,01}) _{1,03} S _{4,04}
	7	(Fe _{0,94} Zn _{0,02})Bi _{0,94} (Sb _{1,11} As _{0,01}) _{1,12} S _{3,99}
	8	(Fe _{0,92} Zn _{0,03})Bi _{1,04} (Sb _{1,01} As _{0,01}) _{1,05} S _{3,99}

Bizmut

Najrozšírenejším z minerálov Bi-paragenetickojsociácie je bizmut, ktorý sa výrazne prejavuje vysokou odraznosťou (R ~ 65 %). Vytvára alotriomorfne zrná v antimonite, kremeň, na kontaktoch antimonitu s pyritom, ktorých rozmer varíruje od 0,0X do 0,0X mm. Ojedinelé možno pozorovať aj kružnicové tenké žilky bizmutu v antimonite. Bizmut patrí me-

dzi mäkké minerály (VHN = 9 - 26; Čvileva et al., 1988), pomerne zle sa leští a na jeho povrchu sú časté ryhy, škrabance a diery (obr. 1). V odrazenom svetle má krémovo-ružovú farbu, pozorovateľný dvojodraz, avšak menší než antimonit. V skrížených nikoloch sa vyznačuje silnou anizotropiou.

Bizmut má podobné fyzikálne a chemické vlastnosti ako antimón a arzén, a preto s nimi tvorí pevné roztoky a zliatiny (Shuey, 1975). Možnosť izomorfneho zastupovania medzi polymetalickými komponentmi - bizmutom, antimónom a arzénom - je však v štruktúrach sulfosolí ohraničená (Shakhtakhtinskaya a Tomtiev, 1971) a vykazuje jednosmernú tendenciu: As → Sb → Bi (Kostov et al., 1984). Príkladom takéhoto izomorfizmu je aj horobetsuit a Bi-analóg berthieritu (obr. 3).

Chemické zloženie bizmutu dokumentuje tab. 1 (analýza 1 - 3). Bizmut z ložiska Pezínok sa vyznačuje relatívne vysokým obsahom antimónu (8,60 - 15,62 hm. %), čo nie je pre tento minerál všeobecne charakteristické. Možnosť ovplyvniť analýzu okolitým antimonitom vylučuje nízky obsah síry (do 0,8 hmot. %). Extrémny obsah antimónu v rozličných mineráloch, napríklad v arzenopyrite (do 14 %, Dadák, 1983), je pre peziňské ložisko typický.

Horobetsuit

Horobetsuit (Sb, Bi)₂S₃ je známy iba z dvoch vulkano-génnych ložísk zlata, a to z Japonska (Hayase, 1955) a z Uzbekistanu. Často tam tvorí zrazy so sulfoteluridmi Bi a zlatom alebo vzácnejšie vystupuje v paragenéze s antimónovou mineralizáciou (Čvileva et al., 1988). Podľa týchto autorov je horobetsuit nedostatočne preskúmaný a chemicky zodpovedá strednému zloženiu pevného roztoku Bi₂S₃-Sb₂S₃ s neobmedzenou miešateľnosťou pri 300 - 500 °C. Springer (1969) skúmal elektrónovým mikroanalýzátorom vzorky rúd s bizmutinom a antimonitom z rôznych ložísk a poukázal na všetky stupne možnej substitúcie bizmutu antimónom do 42 % Sb₂S₃ (antimonit neobsahoval nijakú prímes). Predpokladá, že horobetsuit je členom radu tuhých roztokov Sb₂S₃ v bizmutine s hranicou miešateľnosti, ktorú ohraničuje vzorec (Bi_{1,45}Sb_{0,55})₂S₃.

Horobetsuit v ložisku Pezínok nevytvára samostatné zrná, ale sa vyskytuje v agregátoch spolu s bizmutom a garavellitom v antimonite (obr. 1, 2). Odraznosť horobetsuitu z Pezínka je nižšia ako bizmutu (R ~ 55 %). Minerál má žltkavobielu farbu a v skrížených nikoloch je anizotropný.

Chemické zloženie horobetsuitu uvádza tab. 1 (analýza 4 - 5). Vyznačuje sa výraznou prevahou Bi₂S₃ nad Sb₂S₃, v pomere cca 3:1, čo zodpovedá 26 - 24 % Sb₂S₃ zložky, čím sa odlišuje od skôr opísaných minerálov z už uvedených ložísk (48,95 hmot. % Bi v Horobetse a 44,80 - 56,93 hmot. % Bi v Uzbekistane).

Garavellit

Garavellit (FeBiSbS₄) je veľmi zriedkavý minerál a doteraz je známy iba z ložiska z údolia Vallo dell Frigido v Toskánsku (Gregorio et al., 1979), kde vystupuje v asociácii s tetradritom, bizmutinom obohateným o antimón, chalkopyritom a sideritom. Jeho teoretické chemické zlo-

ženie je podľa Gregoria et al. (ibid.) nasledujúce: Bi = 40,59 %, Sb = 23,65 %, Fe = 10,85 % a S = 24,91 %.

Garavellit z ložiska Pezinok vytvára nepravidelné zrná s rozmermi do 10 μm na kontakte bizmutu s kremeňom, resp. s antimonitom. V porovnaní s bizmutom má oveľa nižšiu odraznosť ($R \sim 33 - 43 \%$), blízku berthieritu. Má zreteľný dvojdráž. Je anizotropný a s farebnými efektmi od svetlomodrej do hnedej.

V tab. 1 (analýza 6 - 8) sú výsledky röntgenspektálnych mikroanalýz garavellitu z ložiska Pezinok. Z empirických vzorcov vidieť, že chemické zloženie garavellitu je veľmi blízke teoretickému.

Záver

Mineralogické štúdium potvrdilo, že minerálna asociácia rúd ložiska Pezinok je oveľa pestrejšia, ako sa doteraz predpokladalo. Výskyt Bi-mineralizácie (bizmutu, horobetsuitu a garavellitu) v exploatovanom rajóne tohto ložiska rozširuje zónu jej výskytu v Malých Karpatoch z oblasti polymetalického zrudnenia v Častej aj na štruktúry s antimónovo-zlatou mineralizáciou v pezinsko-perneckom kryštaliniku.

Occurrence of Bi-mineralization in the Pezinok deposit

The ore mineralization in the Pezinok deposit (Malé Karpaty Mts., Western Slovakia) is formed by metamorphosed, primarily exhalation - sedimentary pyrite-pyrrhotite ores and by younger hydrothermal polymetallic antimony - gold mineralization of Paleozoic age. Their mineral assemblage is relatively monotonous. The former one is formed by pyrite, pyrrhotite and sphalerite. The principal ore minerals of latter one are antimonite, gudmundite, berthierite, arsenopyrite and pyrite. Other minerals present in minor to trace quantities, include native antimony, pyrrhotite, sphalerite, chalcopyrite, Pb-Sb sulphosalts, kermesite and valentinite. The main non-ore gangue minerals are quartz and carbonates (calcite, ankerite and dolomite).

During a detailed mineralogical study of the Pezinok deposit there has been found the only association of Sb-Bi minerals in the Malé Karpaty Mts.: native bismuth, horobetsuite and garavellite (Fig. 1, 2). Exclusively in region of base metals deposit Častá Cambel (1959) described korymit with increased Bi-content.

Literatúra

- Cambel, B. 1959: Hydrotermálne ložiská v Malých Karpatoch, mineralógia a geochemia ich rúd. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geogr.* 3, 338.
- Čvileva, T. N., Bezsmertnaja, M. S. & Spiridinov, E. M. et al. 1988: Spravočník - opredeliteľ rudných mineralov v ostražnom svete. *Nedra (Moskva)*, 504.
- Dadáč, V. 1983: Antimónem bohatý arzenopyrit z ložiska Pezinok v Malých Karpatoch. *Čas. Mineral. Geol.*, 23, 1, 89 - 92.
- Gregorio, F., Lattanzi, P. & Tanelli, G. 1979: Garavellite, FeSbBiS_4 - a new mineral from the Cu-Fe deposit of Vallo del Frigido in the Apuane Alps, northern Tuscany, Italy. *Mineral. Mag. (London)*, 43, 99 - 102.
- Hayase, K. 1955: Minerals of the bismuthinite-stibnite series with special reference to horobetsuite from the Horobetsu mine, Hokkaido. *Japan. Mineral J. (Tokyo)*, 1, 189 - 187.
- Kostov, I. & Minačeva-Stefanova, J. 1984: Suffidnyje mineraly. (Moskva), 280.
- Shakhtakhtinskaja, M. I. & Tomiev, D. S. 1971: Galvanomagnetic properties and band structure of the Bi-Sb-As system. *Phys. Stat. Sol.*, 46 B, 425 - 428.
- Shuey, R. T. 1975: Semiconducting ore minerals. *Elsevier (Amsterdam - Oxford - New York)*, 415.
- Springer, G. 1969: Naturally occurring composition in the solid solution series $\text{BiS} - \text{SbS}$. *Mineral. Mag. (London)*, 37, 294 - 296.

The small grain size and occurrence of Bi-minerals as fine polycrystalline aggregates and absence of single crystals made impossible the X-ray powder diffraction determinations of individual minerals.

The most wide-spread of Bi-minerals is the native bismuth. It forms separated grains or thin short veins in gangue quartz or on contacts of antimonite with pyrite (Fig. 1, 2). Sometimes there are increased Sb - contents (up to 15, 62 wt %) (tab. 1).

Horobetsuite occurs only in small aggregates of native bismuth and garavellite. Predominant Bi_2S_3 component as opposed to Sb_2S_3 component is characteristic.

Garavellite grains on the contacts of native bismuth with quartz and antimonite have about 10 μm size. Its chemical composition is near to theoretic one (tab. 1) (according to Gregorio et al., 1979).

The mineralogical investigation confirm the fact that the ore association of Pezinok deposit is more varied than it has been assumed.

Informácia

Investície v geologickom prieskume a ťažbe

(seminár 1. - 2. 7. 1992)

JURAJ TÖZSER a LUBOŠ BÖHMER

Ministerstvo životného prostredia, sekcia 5, Hlboká 2, 812 35 Bratislava

(Doručené 30.3.1993)

Investment in Geological Exploration and Mining

The seminar was organized by Placer Outokumpu Ltd. and Slovak Bureau of Geology focused primarily on three topics: trends in world mining legislation, techniques to calculate commercial value of mineral deposits and distinctive features of mining and geological exploration.

Seminár zorganizovala anglická spoločnosť Placer Outokumpu Exploration Ltd. a Slovenský geologický úrad v Bratislave. Prednášateľom bol dr. James Otto z Univerzity v Dundee, odborník na banskú legislatívu a konzultant OSN, A. Hakapää, manažér podnikateľského rozvoja z Outokumpu Oy a G. Wilson, generálny riaditeľ Placer Outokumpu Exploration Ltd. Z tej istej spoločnosti bol aj geológ konzultant Jenő Csongradi. Za česko-slovenskú stranu sa na konferencii zúčastnili zástupcovia Ministerstva hospodárstva SR, Slovenského geologického úradu, Geologického prieskumu Spišská Nová Ves, Prírodovedeckej fakulty UK a Vysokej školy banskej Ostrava.

Prednášky sa sústreďili na tri hlavné témy.

Trendy vo svetovej banskej legislatíve

Vlna znárodňovania ťažobných spoločností, ktorá prebehla v mnohých rozvojových krajinách v sedemdesiatych rokoch nášho storočia, je nenávratne prekonaná. Vlády vo väčšine krajín sveta spoznali, že súkromné podniky spravidla prosperujú lepšie ako štátne. Preto sa usilujú vytvárať dobré podmienky pre medzinárodné geologické a banské spoločnosti, ktoré vďaka svojmu kapitálu, skúsenostiam a pokrokovým technológiám majú všetky predpoklady na úspešné vyhľadávanie, prieskum a ťažbu nerastných surovín. Zahraničné ťažobné spoločnosti sa novou banskou legislatívou snažia prilákať aj také krajiny, ako je Čína, Vietnam alebo Mozambik. Nové banské predpisy sa v súčasnosti pripravujú aj v Maďarsku a v Rusku. Ich najčastejšou chybou je, že nie sú v súlade s inými zákonmi. Dobrým príkladom je Poľsko, kde je nová banská legislatíva úplne nefunkčná, pretože nenadväzuje na ostatné zákony. V súčasnosti je celosvetová prieskumná aktivita veľmi nízka, najnižšia za posledných 30 až 40 rokov, ale zároveň je rad štátov, ktoré umožňujú vstup zahraničného kapitálu do prieskumu a ťažby. Z toho vychádza, že medzinárodné banské spoločnosti majú bohatý výber a iste nebudú investovať v krajinách, ktoré im nevytvoria vhodné podmienky na podnikanie, a to ani v prípade, ak takáto krajina má veľký ložiskový potenciál.

Medzinárodné spoločnosti pri posudzovaní náležitosti tej-ktorej krajiny okrem geologických, obchodných, finančných

a ekologických kritérií pokladajú za dôležité aj politické podmienky medzi ktoré patrí aj vhodná banská legislatíva, ktorá bola hlavnou témou seminára.

Za najdôležitejšie legislatívne kritériá, ktoré medzinárodné banské spoločnosti hodnotia kladne a ktorých nedodržanie môže odradiť potenciálnych zahraničných investorov, sa považujú:

- jasné pravidlá pre geologické a banské podnikanie
- rýchle vybavovanie žiadostí o podnikanie
- dostupnosť geologických a banských informácií
- prednosť prvého žiadateľa o prieskumné územie
- dostatočná veľkosť prieskumného územia
- dostatočná dĺžka platnosti prieskumného územia
- záruky, že sa ich geologické informácie povinne odovzdávajú do Geofondu nebudú predčasne zverejňovať
- prijateľné a jasne definované povinnosti držiteľa prieskumného územia a dobývacieho priestoru
- výhradné právo na prieskum v danom prieskumnom území a na ťažbu v dobývacom priestore
- právo predajť vlastné prieskumné územie alebo dobývací priestor
- prednostné právo držiteľa prieskumného územia na získanie dobývacieho priestoru
- záruky, že v prípade nájdenia ložiska získa pozemky na výstavbu bane
- geologická a banská legislatíva je v súlade s ostatnými právnymi predpismi
- reálne ekologické a bezpečnostné požiadavky
- nezasahovania štátu do technického riešenia a riadenia bane
- dostatok času na výstavbu bane
- dostatočne dlhá platnosť dobývacieho priestoru
- jasne definované a reálne povinnosti ťažiara
- právo ťažiť v danom dobývacom priestore všetky nerasty
- možnosť predávať získané nerasty záujemcovi s najvyššou cenovou ponukou
- možnosť vyviezť zisk do zahraničia
- reálne požiadavky na rekultiváciu.

Spôsoby oceňovania ložísk

Cena ložiska nerastov závisí od možného zisku z jeho využívania. V západných krajinách sa ložiská nerastov

bežne finančne oceňujú pri rozhodovaní, či pokračovať, alebo nepokračovať v prieskume a pri ich predaji inému ťažiarovi. Najpoužíwanejšie metódy sú:

a) Čistá súčasná hodnota = súčasná hodnota zisku z ťažby počas celej životnosti ložiska

$$C = \sum_{i=1}^n \frac{Z_i}{(1+d)^i} - I$$

n = životnosť ložiska, d - diskontná sadzba, Z_i - čistý zisk v roku i, I - počiatočné investičné náklady, C = čistá súčasná hodnota ložiska

b) čas návratnosti investícií = obdobie, za ktoré sa vrátia investičné náklady

$$\text{ČNI} = I : Z_i$$

c) vnútorná miera návratnosti = udáva diskontnú sadzbu, pri ktorej má ložisko nulovú hodnotu.

Vzorce na výpočet uvedených charakteristík sú jednoduché, podstatne ťažšie je získať spoľahlivé vstupné údaje, najmä investičné a ťažobné náklady, a správne odhadnúť cenu ťaženej suroviny v budúcnosti. Najjednoduchší spôsob na získanie vstupných údajov je analógia s inými podobnými ťaženými ložiskami, ďalšou možnosťou je použiť nákladové krivky vydané United States Bureau of Mines a najpresnejšou, ale aj najdrahšou metódou je tzv. feasibility study, ktorá pri veľkých ložiskách môže stať až niekoľko miliónov USD a ďalšie milióny za dodatočné vzorkovanie a laboratórne práce. Pri oceňovaní ložísk sa využíva výpočtová technika a veľmi dobre prepracované počítačové programy.

Osobitosti banského podnikania

Banské podnikanie má tieto charakteristické znaky:

a) Vysoké riziko, lebo iba menej ako 1 % prieskumných lokalít sa stáva ťaženými ložiskami a cena mnohých nerast-

ných surovín sa mení oveľa rýchlejšie ako pri inom tovare. Preto sa pri otváraných ložiskách vyžaduje oveľa vyššia miera zisku (20 - 30 %) ako v iných odvetviach (v priemysle a poľnohospodárstve je to spravidla 10 - 15 %/rok).

b) Baňu možno postaviť len na ložisku a nie na ľubovoľnom mieste. Preto ťažiar potrebuje záruky, že v prípade objavenia ložiska dostane pozemok potrebný na výstavbu banského závodu.

Zaujímavé sú aj niektoré ďalšie poznatky zo seminára:

Úhrada za vydobyté nerasty (royalties) je v zahraničí spravidla 2 - 2,5 % z ceny nerastu, kým u nás podľa súčasných právnych predpisov je pri niektorých nerastoch až 10 %. Aj poplatky za prieskumné územie u nás sa v porovnaní so zahraničím pokladajú za vysoké. Je to klasický príklad, ako prehnaté finančné požiadavky môžu odradiť potenciálnych investorov, najmä ak sa vezme do úvahy, že mnohé naše ložiská nie sú veľmi bohaté.

Veľké ložisko ťažiar zriedka preskúma celé do vyšších kategórií ešte pred začiatkom ťažby. Zvyčajne podrobne preskúma len najbohatšiu časť, a to v rozsahu, ktorý zaručuje, že zisk z ťažby zaplatí aspoň investície na výstavbu bane a úpravne. Ďalšie časti ložiska sa spravidla skúmajú až v priebehu ťažby.

Rozumná vláda sa neusiluje zarábať na banských spoločnostiach vo fáze prieskumu. Naopak, základné geologické informácie poskytuje skôr za symbolickú cenu, a tak vytvára priaznivé podmienky na investovanie do prieskumu a následnej ťažby, ktorá je potom zdrojom oveľa väčších príjmov do štátnej pokladnice ako prípadné prehnaté poplatky za základné geologické informácie a prieskumné územia.

Nepochybným kladom seminára bolo, že sa jeho domáci účastníci mohli oboznámiť so základmi filozofie banského podnikania vo vyspelých krajinách sveta. Treba si len želať, aby sa získané poznatky vhodne premietli do prípravy novej banskej a geologickej legislatívy a aby ich vhodná aplikácia pozitívne ovplyvnila vstup zahraničného kapitálu.

Seminár Environmentálno-geochemický výskum v chránenej krajinej oblasti Malé Karpaty

(Abstrakty prednášok prednesených 17. decembra 1992 na seminári v pobočke SGS v Bratislave)

J. Veselský: Malé Karpaty - osobitý environmentálny región

Prírodné a antropogénne procesy prebiehajúce v najvrchnejšej časti zemskej kôry - v pôde, hydrosfére a biosfére - vyvolávajú ustavičný pohyb prvkov. Na komplexné poznanie distribúcie prvkov ako výsledku zložitých interakcií v priestore pôsobenia vonkajších geosfér, a to v smere akumulácie, ale aj rozptylu je nevyhnutné zistiť zákonitosti migrácie a formy vystupovania chemických prvkov.

Na geochemický výskum sme vybrali chránenú krajinnú oblasť Malé Karpaty, ktorú pokladáme za osobitný environmentálny región na základe podrobnej charakteristiky nasledujúcich faktov: 1) špecifickosť regiónu, ktorá vychádza z geografického vymedzenia, interpretácií a aktivít vyplývajúcich z vystupovania Malých Karpát v západnej časti Panónskej nížiny, 2) geologické a geomorfologické špecifiká chránenej krajinej oblasti, 3) klimaticko-meteorologické podmienky vyplývajúce z predchádzajúcich dvoch charakteristík, 4) hydrologické a hydrogeologické pomery územia, 5) značná rozmanitosť mineralizácií a typov nerastných surovín vyskytujúcich sa v regióne, 6) vplyv priemyslu, ťažby, spracovania nerastných surovín, energetiky v blízkom a vzdialenejšom okolí a pod., 7) lesné hospodárstvo v chránenej krajinej oblasti a vplyv poľnohospodárstva v bezprostrednom, ako aj širšom okolí, 8) doprava zasahujúca nielen okraje územia, ale aj jej situovanie naprieč oblasťou viacerými trasami, 9) závažný vplyv na urbanizácie, prítomnosť veľkej sídelno-priemyselnej aglomerácie (napr. Bratislava) a radu menších celkov, ale najmä aktivít s veľmi zlým vplyvom priamo v oblasti.

Výskumná úloha má na základe komplexu použitých postupov a metód cieľ získať poznatky o pôvode, stave, koncentrácii, distribúcii a príčinách migrácie najmä toxických a iných dôležitých chemických prvkov ich zlúčenín (vrátane organických) vo vodnom prostredí, o príčinách ich deponovania v produktoch zvetrávania hornín, vo zvyškoch biomasy a pod.

Získané výsledky budú slúžiť ako rozličné odporúčania a podklady na ďalší environmentálny geochemický výskum.

J. Ševc: Niekoľko poznámok k základnej charakteristike humínových látok

V zóne hypergenézy sú organické látky dôležitou a podstatnou zložkou mnohých geochemických procesov. Tvoria súčasť hornín, sedimentov, pôdy, lesných substrátov a prírodných vôd.

Zo škály organických látok sú pre rozličné geochemické procesy najdôležitejšie najmä humínové látky s nerovnakým podielom humínových kyselín a fulvokyselín. Táto skupina organických látok vytvára so zlúčeninami anorganických prvkov buď malorozpusťné komplexné zlúčeniny, a tak sa tieto látky za istých podmienok stávajú koncentrátormi, alebo naopak vytvárajú rozpustné zlúčeniny, a tým umožňujú migráciu rozličných prvkov.

Humínové kyseliny a fulvokyseliny sú zložené organické zlúčeniny vznikajúce rozkladnými procesmi zo zvyškov rastlín a živočíchov za spolupôsobenia rôznych mikroorganizmov. Majú variabilné chemické zloženie, čo sa odráža aj na ich vlast-

nostiach a je podstatné aj pre ich vzťah k rozličným chemickým procesom vrátane sorpčných a k tvorbe komplexných zlúčenín.

Humínové kyseliny a fulvokyseliny sú makromolekulárne látky s hmotnosťou niekoľko tisíc až desiatok tisíc. Základ ich štruktúry tvorí jadro, ktorého elementárnymi štruktúrnymi jednotkami sú zvyšky fenolu, naftalénu, pyridínu, pyroflu, benzénu atď. Tieto štruktúrne jednotky sú pospájané do väčších makromolekúl. Na jadro sa viažu rôzne funkčné reťazce tvorené skupinami, ako je -OH, -COOH, -NH₂, -CH₃ a i.

Z geochemického hľadiska je dôležité aj to, že pri degradácii organických látok produkty degradácie ovplyvňujú fyzikálno-chemické činitele prostredia a uvedené funkčné skupiny vytvárajú s prvkami jednoduchšie zlúčeniny, ktoré tiež môžu ovplyvňovať pohyb a stabilitu prvkov v prírodnom prostredí.

V laboratóriu experimentálnej geochemie Prírodovedeckej fakulty UK sa od roku 1986 rieši téma Experimentálne štádium migrácie prvkov na báze organických komplexov. Jej cieľom je súborne preskúmať správanie sa chemických prvkov v systémoch s rôznymi organickými látkami, a tým získať informácie o vzniku komplexov podmieňujúcich migráciu a akumuláciu prvkov vo vrchných zónach zemskej kôry.

J. Babčan a J. Ševc: Humínové látky pôdneho pokryvu Malých Karpát a ich vlastnosti

Obsah humínových látok sa stanovoval podľa obsahu oxidovateľného uhlíka C_{ox}. Humínové látky zodpovedajúce najmä humínovým a fulvokyselinám sa z pôdnych vzoriek a vzoriek sedimentov izolovali extrakciou alkalickejšími roztokmi. Ich extrahovaná časť sa po oksylení rozdelila na časť prislúchajúcu humínovým kyselinám a fulvokyselinám.

Vo vzorkách sledovanej oblasti Malých Karpát sa zistil takýto obsah humínových kyselín (HK) a fulvokyselín (FK): v humusových horizontoch (A₀) a v sedimentoch (S) výrazná prevaha HK (v A₀ od 2,2 do 16,4 % C_{ox}, v S od 0,8 do 13,7 % C_{ox}). Zastúpenie FK je od 1,6 do 21 % celkového obsahu humínových látok v A₀ horizonte a od 3,8 do 19,4 % v sedimentoch.

Hodnota pH vzoriek ako dôležitý indikátor väzby prvkov a prebiehajúcich procesov sa pohybovala v A₀ horizontoch od 4,20 do 6,75 (v priemere 4,83), v S-vzorkách od 4,85 do 7,92 (v priemere 6,00).

Z vymeniteľných kationov študovaných vzoriek mal najvyššiu hodnotu draslík v sedimentoch (od 2,8 do 9,3 mM/g) a v humusových horizontoch od 1,7 do 18,6 mM/g. Vymeniteľného sodíka je v priemere o polovicu menej, vápnik je zastúpený nepatrne. Suma vymeniteľných kationov (v priemere 5,35 mM/g v A₀ a 9,3 mM/g v S-vzorkách) s obsahom humínových látok nekorešponduje.

Sorpčnýmenná schopnosť prírodných vzoriek sa skúmala vzhľadom na Hg, Cd a Cu. Najnižšia schopnosť (v priemere 0,05 mM/g v A₀ a 0,13 mM/g v S-vzorkách) sa zistila pri ortuti, najvyššia pri medi (0,13 mM/g v A₀ a 0,31 mM/g v S-vzorkách), o niečo nižšia pri kadmii. Sorpčnýmenná schopnosť vzoriek vzhľadom na Hg je s obsahom zistenej ortuti v príslušných vzorkách v negatívnej korelácii.

J. Forgáč a V. Streško: *Geochemia ortuti*

Hg sa v chránenej oblasti Malých Karpát študovala v dvoch sériách pôdnych profilov. Jedna predstavuje nenarušenú (panenskú) pôdu, druhá mechanicky narušenú pôdu. Hg sa sledovala aj vo fluvialných sedimentoch potočných tokov. V uvedených materiáloch bola Hg v rozpätí 0,056 až 0,568 ppm. Jej najvyššia koncentrácia je vo vrchných častiach pôdneho profilu (v nenarušenej pôde) a smerom do hĺbky klesá. V mechanicky narušenej pôde je v najvrchnejšej časti (subhorizonte A_0) koncentrácia Hg takmer o polovicu menšia ako v panenskej pôde. Vyšší obsah Hg je v hlbšej časti A horizontu a smerom do hĺbky sa znižuje. V pôde Slovenska (poľnohospodárskej) je v priemere 0,028 ppm Hg, ale v profiloch, ktoré sme skúmali, je obsah Hg prevažne 10- až 13-krát vyšší. Z tohto hľadiska by sme mali koncentráciu Hg nad 0,080 až 0,100 ppm pokladať za geochemickú anomáliu, ale pretože profil vedie cez lesnú pôdu, môže byť táto hranica vyššia.

Vo fluvialných sedimentoch potočných tokov je distribúcia Hg podobná ako v pôdnych profiloch. Preukázalo sa, že sedimenty bohatšie na organický materiál obsahujú viac Hg ako sedimenty na organický materiál chudobnejšie.

Prevažná časť Hg v prírode migruje v plynnom stave ako Hg^0 , menej $(CH_3)_2Hg$. Prírodným zdrojom uvoľňovania Hg v danom území sú kôrové horniny. Ani antropogénne zdroje nemožno obísť bez povšimnutia. Množstvo Hg, ktoré sa dostáva do atmosféry, hydrosféry a pedosféry, bolo podľa svetovej produkcie roku 1900 $3 \cdot 10^6$ kg a do roku 1970 vzrástlo trojnásobne. V Európe atmosférické zafažovanie prevyšuje prírodnú degazáciu Hg.

Hg a jej zlúčeniny sú silné jedy. Nebezpečenstvo toxického pôsobenia Hg a jej zlúčenín nadobudlo nebyvalé rozmery. Pre vysokú toxicitu zlúčenín Hg treba tento prvok prísne a sústavne sledovať, aby nenastal katastrofický stav, ako sa to prejavilo v minulosti na viacerých miestach.

J. Babčan a J. Ševc: *Ortuť v systémoch s organickými látkami*

V nadväznosti na predchádzajúce štúdiá, pri ktorých sa o. i. skúmali aj systémy Hg^{2+} -humínové kyseliny (HK) a fulvokyseliny (FK) (Babčan a Ševc, 1989) sme venovali pozornosť ďalším systémom s organickými látkami, ktoré prichádzajú do úvahy ako možné prostredie podmieňujúce mobilizáciu, transport a akumuláciu Hg-zlúčenín.

Preskúmali sa systémy Hg^{2+} -aminokyseliny, Hg^{2+} -glukóza, Hg^{2+} -celulóza a Hg^{2+} -škrob.

Zistilo sa, že kým Hg^{2+} v systémoch s HK a FK vytvára nerozpustné komplexy už pri nízkej hodnote pH prostredia (od 3 - 4), jednoduché aminokyseliny - glycín a alanín - ovplyvňujú správanie sa Hg^{2+} -iónov oproti vode len nepatrne (alanín pri $pH < 3$). Cistein so sírou v molekule vytvára výrazne nerozpustné komplexy s Hg^{2+} už od $pH = 1$. Glukóza znižuje rozpustnosť Hg^{2+} -komplexov v rozmedzí pH 2 až 7 a naopak zvyšuje pri hodnote pH nad 7,5.

Voči polysacharidom, celulóze a škrobu sa Hg^{2+} -ióny správajú podobne. Pri nízkej hodnote pH (do 3,5) vytvárajú málo rozpustné komplexy, nad pH 5 sa správajú ako čisto vodné roztoky.

Správanie sa Hg^{2+} voči organickým látkam je veľmi rozmanité, závisí od príslušnej látky a od pH prostredia, pričom sa toto vzájomné pôsobenie prekrýva, a preto v prírodných systémoch môže ísť často o súčasne pôsobiace protichodné javy.

J. Veselský a J. Forgáč: *Distribúcia niektorých toxických prvkov v pôdnych profiloch*

Práca uvádza výsledky štúdia koncentrácie a distribúcie vybraných toxických prvkov a niektorých ťažkých kovov v pôdnych profiloch dvoch sérií odobraných v juhovýchodnej a severozápadnej časti Pezinských Karpát ako súčasť chránenej krajiny oblasti Malé Karpaty. Prvá séria bola situovaná naprieč Karpát po dĺžke cca 10 km (od Sv. Jura - Neštichu, háj. Horvátka, Košarisko - Stupava), druhá v dĺžke 1 km na východnej strane Tureckého vrchu. Vzorky z horizontov A (hĺbka 10 - 15 cm) a horizontu B (hĺbka 30 - 50 cm) sa po predbežnom laboratórnom spracovaní triedením podrobili analýze. Analyzovali sa zrnitostné triedy $< 0,125$ mm. Okrem vzoriek z pôdnych profilov sa analyzovali aj vzorky dvoch hlavných typov podložínych horizontov (granitoidov a vápencov), na ktorých sa skúmaná pôda a zvetraniny nachádzajú. Metódou rtg fluorescenčnej analýzy sa stanovil As, Cu, Fe celkove, Mn, Ni, Pb a Zn, atómovou absorpčnou spektrometriou Cd a Co a bezplameňovou atómovou absorpčnou spektrometriou Mo a Sb v laboratóriách fy Gematrix, s. r. o., v Černošiciach.

Základné analytické výsledky boli predbežne spracované matematickoštatisticky a boli zostavené grafy distribúcie najmä pre As, Cd a Pb, ale aj Mo, Cu, Zn, Co, Ni, Sb z pôdy nad jednotlivými petrografickými typmi podložínych hornín, ako aj súhrnné grafy pre antropogénne mechanicky nenarušenú a narušenú pôdu. Okrem toho sa zostavili aj laterálne profile niektorých študovaných prvkov. Predbežné zhodnotenie poukazuje na to, že obsah As vo všetkých typoch pôdy značne prekračuje odporúčanú hodnotu. Z ostatných sledovaných prvkov ide o nepatrné zvýšenie obsahu pri Pb, Sb v pôde nad granitmi a pri Cu a Co sa zistila zvýšená hodnota vo vzorkách z oblasti antropogénne narušenej pôdy.

O. Ďurž a: *Ťažké kovy a magnetická susceptibilita v pôdnych profiloch chránenej krajiny oblasti Malé Karpaty*

Bežná metodika plošného litogeochemického mapovania predpokladá odber vzoriek z určitých pôdnych horizontov a nasledujúcu analýzu prvkov.

Na predbežný odhad celkového množstva ťažkých kovov v pôde stačí skúmanú plochu premerať kapametrom. Už zvýšená hodnota magnetickej susceptibility pôdnych vzoriek oproti fonu môže signalizovať vyššiu koncentráciu ťažkých kovov. Mikfajev a Žogolev (1990) odporúčajú pôdnu kapametriu ako predbežnú metódu, ktorá umožňuje ohraničiť zóny zvýšenej geochemickej aktivity, značne znížiť objem prác a pružne meniť metodiku mapovania.

Najmagnetickejší horizontom v pôdnom profile je humusový. To úzko súvisí s elektrónovou štruktúrou komplexov prechodných kovov, pri ktorých je najvyšší predpoklad koncentrácie v humusovom horizonte, kde sa vyskytuje viac druhov organických ligandov pôvodom z humínových kyselín a fulvokyselín, ale aj užších, nespecifických pôdnych organických látok.

Z takýchto úvah sme vychádzali pri pokuse netradične využiť meranie magnetickej susceptibility. Cieľom bolo zistiť súvislosť obsahu ťažkých kovov v pôde s nameranými hodnotami magnetickej susceptibility.

Merania sme uskutočnili na dvoch profiloch v Malých Karpatoch v rámci úlohy Environmentálny a geochemický výskum v chránenej krajiny oblasti Malé Karpaty.

Porovnaním nameraných hodnôt magnetickej susceptibility a obsahu prvkov (Fe, Ni, Co, Hg, Cd, Pb, Cu, As) sme zistili:

1. Zvýšený obsah ťažkých kovov sa prejavuje zvýšením hodnôt magnetickej susceptibility.

2. Hodnoty magnetickej susceptibility značne ovplyvňuje mocnosť humusového horizontu, t. j. treba určiť korelačný koeficient, ktorý by to bral do úvahy.

3. Pôdnu kapametriu možno využiť ako predbežnú, rýchlu a lacnú metódu na zistenie zvýšeného obsahu ťažkých kovov v pôde.

S. Č i m b o r o v á, H i a d l o v s k á: **Podzemné vody Malých Karpát**

Podzemné vody Malých Karpát možno z genetického hľadiska hodnotiť ako vadózne vody petrogénneho pôvodu.

Mineralizácia kryštalinickej vody je nízka (do 0,2 g/l). Základným mineralizačným procesom jej vzniku je hydrolyza silikátov a oxidačná degradácia sulfidov. Tieto procesy prebiehajú približne s rovnakou intenzitou a ich výsledkom je voda kalciovo-sulfátovo-bikarbonátového chemizmu, ojedinele kalciovo-sulfátového chemizmu.

Základným mineralizačným procesom mezozoickej vody je rozpúšťanie karbonátov, ako aj oxidačná degradácia pyritu

a rozpúšťanie rozličných foriem SiO_2 , sadrovca a anhydritu. Majú výrazný kalciovo-bikarbonátový, resp. kalciovo-(magnéziovo-)bikarbonátový, miestami so zvýšenou Ca-SO_4 zložkou s priemernou celkovou mineralizáciou 0,3 - 0,6 g/l. Na základe koeficienta Mg/Ca sa dá usúdiť, že 62 % mezozoickej vody pochádza zo zmiešaného vápencovo-dolomitového obehu, 22 % z vápencového a 16 % z dolomitového obehu.

Sekundárnym zdrojom mineralizácie je suchá depozícia a zrážky obohatené o látky prírodného a antropogénneho pôvodu. Prírodné látky sú morské aerosóly, čiastočky hornín, minerálov, pôdy a degradovanej organickej hmoty. Antropogénneho pôvodu sú emisie a imisie z priemyslu, poľnohospodárstva, spaľovania fosílnych palív, ako je popolček, SO_2 , CaO , CO_2 , SiO_2 , NO_2 atď.

Osobitnú pozornosť treba venovať krasovým územiám, ktoré sú zdrojmi pitnej vody, a preto je ich hydrogeologické prostredie ľahko zraniteľné.

Budúci výskum bude užitočné sústrediť sa na výskyt toxických prvkov v podzemných vodách, spôsoby a formy ich migrácie v rozličnom prostredí a vypracovať metodiku odberu povrchovej aj podzemnej vody na analýzu.

Recenzia

V. B o u š k a (spoluautoři Z. Borovec, A. Cimbáľníková, I. Kraus, A. Lajčáková, M. Pačesová): **Natural Glasses**. Academia, Praha, 1993, 354 s.

Vzhľadom k tomu, že prvú edíciu knihy „Přírodní skla“ z roku 1987 bola během velmi krátké doby rozebrána, připravili její autoři druhé vydání a to v jazyce anglickém v nakladatelství Academia, Praha a Ellis Harwood Ltd., Chichester. Od doby prvního vydání se však v odborné literatuře objevilo velké množství nových údajů, proto přikročili k doplnění a rozšíření obsahu textu knihy. Doplnění bylo zejména nezbytné v oblasti studia viskozity skel, větrání sklovitého materiálu, ale i v problematice impaktních skel a tektitů. Výzkum přírodních skel nabývá na významu též v souvislosti s plánovaným výzkumem Marsu, jeho měsíce Fobos i satelitů Jupitera. Z autorského kolektivu je patrná různorodost profesního zaměření, stejně jako zastoupení odborníků z Prahy a Bratislavy.

Fyzikálně-chemická charakteristika přírodních skel (Z. Borovec) je podána moderní formou, neopomíjí však ani geologické faktory zejména v souvislosti s alteracemi sklovitého materiálu v různých podmínkách. Autoři (A. Lajčáková a I. Kraus) kapitoly o vulkanických sklech vycházejí zejména ze zkušeností získaných při studiu křemitých skel z klasických lokalit spjatých s terciární ryolit-andezitovou horninovou asociací v karpatsko-rhodopské zóně. Uznání zasluží zvláště pasáže s geochemickou charakteristikou vulkanických skel a modelací procesů jejich hydratace a přeměny v širším slova smyslu. Stať o pozemských impaktních sklech pochází z pera V. Boušky a M. Pačesové. V souvislosti s diskuzí impaktního

a kryptovulkanického původu kráterů na Zemi i dalších planetách podávají autoři přesvědčivé geologicko-geochemické důkazy jejich kolizního charakteru. Uvádějí i přehled a typizaci 122 impaktních struktur z celého světa spolu s detailními popisy nejtypičtějších, jako Barringerova kráteru v Arizoně či Rieského a Steinheimského kráteru v Bavorsku. Shrnují typické znaky impaktních struktur (shatter cones, superbarické fáze a další) a podávají zevrubnou fázovou i chemickou charakterizaci impaktních skel. Přehled šesti hlavních pádových polí tektitů na Zemi uvádí V. Bouška v další kapitole. Výsledky studia chemismu tektitů patří k nejdůležitějším zpracovaným částem publikace. Výsledky tohoto studia je využíváno ke genetickým úvahám jejich vzniku. Lunární a planetární skla byla zpracována A. Cimbáľníkovou. Autorka vychází mj. i z poznatků získaných vlastním studiem lunárního materiálu. Originální fotografická dokumentace podkresluje autentičnost pojednání. Kratší kapitoly o meteorických sklech a fulguritech (V. Bouška a M. Pačesová) obsah publikace vhodně doplňují. Závěrečná kapitola sepsaná kolektivem autorů se zabývá praktickým využitím přírodních skel a to jak v chemickém či stavebním průmyslu, ale i šperkařství v případě vltavínů. Rozsáhlý seznam literatury a věcný rejstřík knihu zakončují.

Perovky černobílé, avšak zejména kvalitní barevné fotografie na křídovém papíře knihu vhodně doplňují. Za nápadité je možno označit i desky knihy s Barringerovým kráterem.

Recenzovaná monografie představuje významný přínos ke studiu přírodních skel a její anglická verze, v součinnosti se zahraničním nakladatelstvím, je i projevem mezinárodního uznání.

J. Ulrych

Kronika

Zdravica k životnému jubileu



Pri čínorodej a plnohodnotnej práci človek často ani neregistruje neúprosne plynúci čas, ktorý ukrája z jeho života pomaly, ale ustavične presne.

Prof. RNDr. Dušan Hovorka, DrSc., sa v tomto roku dožíva šesťdesiatich rokov. V geologickej časomiere je to zanedbateľný zlomok, avšak v živote človeka po jeho uplynutí prichádza okamih, ktorý stojí za zamyslenie. Pristavme sa aspoň na chvíľku a zamyslíme sa nad doterajším životom, prácou, ale aj peripetiami jubilanta.

Prof. Dušan Hovorka sa narodil 22. augusta 1933 vo Zvolene, zmaturoval na Gymnáziu v Lučenci (1952), roku 1956 skončil s vyznamenaním vysokoškolské štúdiá na Fakulte geologických a geografických vied v Bratislave a nastúpil na internú vedeckú aspirantúru. Ako mladý geológ, ale aj atlét s výkonnostnou triedou sa stal redaktorom mapy 1:200 000 predkarbónskych útvarov ľútu Zvolen. V rokoch 1960 - 1961 mapoval karbonátické a ďalšie sedimentárne sekvencie v rámci projektu na zaistenie cementárenských surovín na Sulawesi (Celebes, Indonézia). Mapoval kryštalinizma Západných Tatier a ďalších jadrových horských. Takáto polysyntetická, ako aj dobrá jazyková príprava boli a zďa jedným z kľúčových aspektov v širokej vedeckej orientácii jubilanta.

Pri osobnom dozrievaní a odbornom vývoji sa jubilant s jemu vlastnou dôslednosťou zaoberal rozmanitých okruhov odbornej

problematiky: bol jedným z iniciátorov štúdia akcesorických minerálov eruptív (Hovorka a Hvozdžara, 1965; Hovorka, 1965, 1968, 1971), neskôr sa venoval otázkam metamorfovaných bazitov, pričom práca v *Chemie der Erde* (1974) mala veľmi veľký a pozitívny medzinárodný ohlas. Ak sa vezme do úvahy výborná orientácia jubilanta vo svetovej geologickej literatúre, nie je prekvapením, že bol jedným z prvých autorov v oblasti medzi Viedňou a Ťuralom, ktorí bádali ultrabázické horniny. Už roku 1973 na X. kongrese KBGA navrhol zriadiť komisiu pre ofiolity, čím predbehol súčasníkov zo strednej Európy o jednu dekádu. Viac ako desiatka publikovaných prác (niektoré so spoluautormi: J. Zlochom, P. Ivanom, I. Rojkovičom a i.) vyústila v edičnom a autorskom spracovaní knižných monografií (*Ultramafic rocks of the Western Carpathians*, 1985; *Geochemistry of the West Carpathian Alpine-type ultramafites*, 1977). Komplexným spracovaním problematiky na vysokej odbornej úrovni sa stali ultrabázické horniny pravdepodobne najlepšie spracovaným horninovým typom v západokarpatskom priestore.

Jubilant pochopil, že bez poznania predmetamorfnej litológie metamorfovaných sekvencií nie je možná paleodynamická rekonštrukcia ani poznanie vývoja paleotetýdnej oblasti v priestore a čase (1974). Orientácia výskumu v uvedenom smere ho priviedla k novým a v mnohých aspektoch prekvapujúcim zisteniam o možnosti prítomnosti reliktov metamorfítov vysokých stupňov v západokarpatskom kryštaliniku (Hovorka et al., 1987; Hovorka a Méres, 1990a, b, 1991, 1992; Méres a Hovorka, 1990, 1991).

Spolu s kolektívom (Ivan, Spišiak) definoval a rozpracoval otázky metamorfítov anfibolitovej fácie v generiku. Po konzervatívnom a rezervovanom postoji geologickej komunity sa myšlienka „ujala“ a problematika na súčasnej úrovni poznania predstavuje vážny vstup do geodynamického modelu Západných Karpát.

Celoživotný záujem o výskum bazitov ho priviedol k zisteniu vrchnopliášťových xenolitov v mladokenozoických bazaltoch južného Slovenska (Hovorka, 1978; Hovorka a Fejdi, 1980; Bull. volc.). Problematike alkalických bazaltov je venovaná aj najnovšia práca (Ivan a Hovorka, *Mineral. Petrol.*). Do tejto kategórie patrí aj séria prác o mezozoickom vulkanizme Západných Karpát a jeho zmenách v priestore a čase (Baňa, Hovorka, Kuzmín a Vinogradov, 1983; Ofioliti; Hovorka a Spišiak, 1981; Hovorka et al., 1982, a i.). Završením výskumu mezozoických vulkanitov je monografia Hovorku a Spišiaka (1988), za ktorú im Slovenský literárny fond udelil prémii v kategórii odbornej literatúry. O aktuálnosti problematiky a zároveň o vysokej vedeckej erudovanosti jubilanta svedčí aj publikovanie najnovších výsledkov z tejto oblasti v medzinárodných časopisoch.

Ak by sme chceli detailne hodnotiť celé zameranie jubilanta, museli by sme sa aspoň okrajovo dotknúť mnohých smerov geológie (kyslý vulkanizmus, termogeologické práce, klasifikácia bazitov a pod.).

Pri zamyslení sa nad výsledkami práce D. Hovorku nemožno vynchať ani jeho priekopársku vedecko-popularizačnú činnosť. Svedčia o tom desiatky prác a článkov uverejnených v periodiku *Naša veda*, *PAS*, *Národná obroda*, *Naša univerzita*, *Geologický průzkum* a v iných časopisoch, ale aj v rozhlase. Vyazdňením

je populárno vedecká publikácia Sopky: príčiny, produkty a dôsledky (Veda, 1990). Aj túto prácu ocenil Slovenský literárny fond v oblasti vedecko-popularizačnej literatúry.

Málokto žijúci autor v oblasti geologických vied na Slovensku publikoval toľko vedeckých prác, súborných referátov, recenzií a rozličných informácií ako náš jubilant. Jeho prácu ako recenzenta vysoko hodnotia najmä redakcie a výkonní redaktori odborných periodík. Myslím si, že jeho práce vošli tak hlboko do povedomia západokarpatských geológov, že takmer niet čísla odborného časopisu, ktoré by jubilanta necitovalo.

Jubilant aj napriek výrazným životným peripetiám (napr. na schválenie možnosti obhajovať prácu DrSc. čakal päť rokov, „dobrovoľný“ odchod z katedry do Geologického ústavu PF UK v rokoch „normalizácie“ a i.) nezatrpol a nestratil to podstatné a preň charakteristické - obrovskú zanosť pre vedeckovýskumnú prácu a často priam „buldozisti“ cieľavedomosť pri riešení odborných problémov. Nemožno nespomenúť, že medzi výrazné pozitíva patrí aj to, že po odchode z katedry a v „izolácii“ v minipracovni na Gottwaldovom námestí nestratil kontakt s mladou generáciou, ďalej bezplatne pedagogicky pôsobil a v tom období napísal aj výborné skriptá (Hovorka a Suk), ktoré vyšli v troch vydaniach.

Ak som konštatoval, že jubilant je vynikajúci odborník, pri hodnotení pedagogickej práce by som musel použiť oveľa silnejšie adjektívum. Jeho prednášky vždy vedeli zaujať poslucháčov, dokázal k nim nájsť svojský prístup, nadviazať s nimi kontakt, čo často viedlo k spolupráci, vedeniu diplomových prác i k trvalým osobným priateľstvám. Žiaci sa stávali jeho spolupracovníkmi a ich vplyv na slovenskú geologickú komunitu sa často označuje ako Hovorkova škola. Myslím si, že je to jednoznačný dôkaz o vzťahu jubilanta k nástupníckej geologickej generácii.

Je skoro nemožné v obmedzenom rozsahu tejto gratulácie uviesť všetky organizačné aktivity jubilanta. Málokto už dnes vie, že v rokoch 1959 - 1960 bol tajomníkom Fakulty geologicko-geografických vied UK, že zorganizoval (u nás doteraz jediné) postgraduálne štúdium v petrografii, že jeho pôsobenie ako predsedu bratislavskej pobočky SGS bolo „zlatým“ obdobím jej činnosti (publikovanie programov SGS v polročnom predstihu).

Od roku 1990 nanovo vyniká jeho neúfňajúca odborná a organizačná aktivita. V súčasnom období pôsobí vo vrcholných vedeckých orgánoch UK (vedecká rada PF UK a UK), je členom SGR, roku 1990 bol zvolený za predsedu Čs. národného geologického komitétu. Je predsedom komisie pre obhajoby DrSc. a podpredsedom komisie 02 Slovenskej grantovej agentúry. Mnoho ďalších aktivít dokumentuje jeho iniciatívu, presnosť v práci, náročnosť na jej kvalitu, čo vyžaduje nielen od seba, ale aj od svojich spolupracovníkov a študentov.

Do ďalších rokov činnosti práce prajeme jubilujúcemu prof. RNDr. Dušanovi Hovorkovi, DrSc., veľa entuziazmu, ale najmä zdravia, aby mohol nám i mladšej generácii odovzdať svoje vedomosti, skúsenosti a životný elán.

Ján Spišiak

Zoznam prác Prof. D. Hovorku, DrSc.

Monografické práce

- Hovorka, D. 1965: Serpentinity kohútkeho kryštalinika a ich metamorfne produkty. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 9, 91 - 134.
Hovorka, D. 1971: Genéza niektorých typov amfibolických hornín veporid a Braniska. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 21, 67 - 127.

- Kamenický, J. & Hovorka, D. 1972: Textures of pre-Tertiary eruptive and metamorphic rocks of the West Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 24, 1 - 204.
Hovorka, D. & Rojkovič, I. 1976: Ultrabázické teleso pri Hodkovicach (východné Slovensko). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 28, 5 - 74.
Hovorka, D. 1978: Geochemistry of the West Carpathian alpine-type ultramafites. *Náuka o Zemi, Sér. geol.*, 12, 1 - 148.
Hovorka, D. 1985 (with contribution by P. Ivan, J. Jaroš, M. Kratochvíl, P. Reichwalder, I. Rojkovič, J. Spišiak, L. Turanová): Ultramafic Rocks of the Western Carpathians, Czechoslovakia. *Geol. ústav D. Štúra, Bratislava*, 4 - 260.
Hovorka, D., Dávidová, Š., Fejdi, P., Gregorová, Z., Határ, J., Kátlovský, V., Pramuka, S. & Spišiak, J. 1987: The Muráň Gneisses - the Kohút Crystalline Complex, the Western Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 42, 5 - 101.
Hovorka, D. & Spišiak, J. 1988: Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát. *Vydav. Veda Bratislava*, 3 - 263.
Hovorka, D. 1990: Sopky: príčiny, produkty, dôsledky. *Vydav. Veda Bratislava*, 3 - 158.
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.
Méres, Š. & Hovorka, D. 1991: Geochemistry and Metamorphic Evolution of the Kohút Crystalline Complex Mica Schists (the Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 47, Part I, 15 - 66.

Vysokoškolské učebné texty

- Hovorka, D. & Suk, M. 1981: Petrogenéza a geochemia eruptívnych a metamorfovaných hornín. *UK, Bratislava*, 164 s., I. vydanie (1985 - II. vydanie).
Hovorka, D. & Suk, M. 1988: Geochemie geologických procesů. *Univerzita J. E. Purkyně, Brno*, 140.

Vedecké práce publikované v ČSRF

- Hovorka, D. 1960: Príspevok k petrografii veporidných granitoidných hornín. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 4, 40 - 44.
Hovorka, D. 1961: Poznámky o kremitych porfyritych severnej časti Považského Inovca. *Geol. Práce, Zpr.*, 18, 65 - 69.
Hovorka, D. 1963: Geologická mapa 1: 200 000, list Zvolen - predkarbonské útvary. List mapy. *Geol. ústav D. Štúra, Bratislava*.
Hovorka, D. 1963 (in Kuthan, M. et al. 1963): Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR, list Zvolen, 1 : 200 000. Kapitola: Kryštalinikum veporid. *Geofond, Bratislava*, 26 - 49.
Hovorka, D. & Hvožďara, P. 1965: Akcesorické minerály veporidných granitoidných hornín - I. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 9, 145 - 179.
Hovorka, D., 1965: Ultrabasische Gesteine der Westkarpaten in der Slowakei. *Geol. Zbor. XVI*, 129 - 141.
Hovorka, D. 1965: Zpráva o výskume akcesorických minerálov granitoidov niektorých jadrových pohorí Západných Karpát. *Zprávy o geol. výskumoch v roku 1964*, 15 - 16.
Hovorka, D. & Slavkay, M. 1967: Pikrit od Poník. *Geol. Práce, Zpr.*, 39, 41 - 51.
Hovorka, D. 1967: Endokontaktné javy v serpentinite pri Málinci (veporské rudohorie). *Geol. Práce, Zpr.*, 37, 127 - 141.
Hovorka, D., 1967: Metaultrabasites of the Kraklova zone of the veporides. *Geol. Práce, Zpr.*, 41, 137 - 151.
Hovorka, D. 1967: Porfyrity a lamprofyry tatraveporidného kryštalinika. *Geol. Práce, rad ZK*, 8, 51 - 74.
Hovorka, D. 1968: Akcesorické minerály niektorých typov granitoidov Malej Fatry, Malej Magury a Tribča. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 13, 165 - 189.
Hovorka, D. 1969: Die Genese der Amphibolite der Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, XX, 1, 115 - 132.
Hovorka, D. 1969: O možnosti odlišenia para- a ortoamfibolitov. *Čas. Mineral. Geol.*, 14, 2, 231 - 238.
Hovorka, D. 1969: Metasomatické premeny amfibolitov Malej Fatry. *Geol. Práce, Spr.*, 49, 5 - 61.
Hovorka, D. 1969: Minerály metamorfických procesů. In: *Mineralogie Československa* (J. H. Bernard et al.) Academia, 320 - 337, Praha

- Hovorka, D. 1971: Ortit (allanit) z kohútiského kryštalinika. *Geol. Práce, Spr.*, 55, 147 - 163.
- Zlocha, J. & Hovorka, D. 1971: Výskyt azbestov v Západných Karpatoch. *Mineralia slov.*, 12 - 13, 297 - 317.
- Hovorka, D. & Lukáčik, E. 1972: Xenoliths in andesites of the massifs Karanč and Šiator (southern Slovakia) and their geological interpretation. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, XXIII, 2, 297 - 309.
- Hovorka, D. 1972: Katalóg chemických analýz predterciernych erupčných a metamorfovaných hornín a ich minerálov. *Náuka o Zemi*, VI, 1 - 217.
- Hovorka, D., Klinec, A., Konečný, V., Lexa, J. & Snopko, L. 1973: Core Mountains and Veporide Crystalline Complexes, Paleozoic of Gemerides and Neovolcanics of Central Slovakia. Guide to excursion „C“. X. Congr. CBGA (Bratislava), 1 - 70.
- Hovorka, D. 1974: The lithology and the chemical composition of metasediments of the Jarabá Group (West Carpathians). *Krystalinikum*, 11, 87 - 99.
- Hovorka, D. & Greguš, J. 1974: Ťažké minerály šlichov z kryštalinika Malej Fatry. *Mineralia slov.*, 6, 2, 143 - 150.
- Hovorka, D. & Jaroš, M. 1974: Gold abundances in West Carpathian ultramafic rocks. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, XXV, 2, 355 - 362.
- Hovorka, D. & Zlocha, J. 1974: Tectonics and origin of ultrabasic bodies of the Gemeride Mesozoic (West Carpathians). *Sbor. geol. věd, ř. G.*, 26, 185 - 196.
- Hovorka, D., Rojkovič, I. & Zlocha, J. 1975: Hypergeneously altered ultrabasic rock body near Hodkovce (East Slovakia - West Carpathians). X. Congr. CBGA, Rep. IV, 90 - 97.
- Hovorka, D. 1975: Niektoré problémy petrogenézy alpinotypných ultrabázik. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, Geol., 28, 181 - 205.
- Hovorka, D. 1975: Chromium in the West Carpathian ultrabasic rocks. X. Congr. CBGA, Rep. (Bratislava), IV, 79 - 88.
- Hovorka, D. 1976: Predterciernie formácie bazitov Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 8, 2, 113 - 131.
- Hovorka, D. 1976: Mezozoické vulkanity vnútorných Západných Karpát - odraz tektoniky v ich geneze. In: *Československá geológia a globálna tektonika. Smolenice*, 108 - 110.
- Hovorka, D. 1976: Alpínska ofiolitová formácia Spišsko-gemerského rudohoria. In: Mello, J. (Ed.): *Mladšie paleozoikum a mezozoikum gemerika a príľahlej časti Čiernej hory*. *Mineralia slov.*, 7, 4, 48 - 49.
- Fediuková, E., Hovorka, D. & Greguš, J. 1976: Compositional zoning of andradite from serpentinite at Dobšiná. *Věstn. ÚÚG*, 51, 6, 339 - 345.
- Hovorka, D., Snopko, L. & Zlocha, J. 1977: Gabropegmatit z ultrabázického telesa pri Komárovciach. *Mineralia slov.*, 9, 1, 11 - 20.
- Hovorka, D. 1977: Keratofyry triasu pri Jaklovciach. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, Geol., 32, 57 - 77.
- Hovorka, D. 1978: The West Carpathian Meso- and Cenozoic Basalts. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 29, 1, 77 - 89.
- Hovorka, D. 1978: Čadiče (bazalty) - ich typy a geotektonické postavenie. *Mineralia slov.*, 10, 3, 261 - 276.
- Hovorka, D. 1978: Uzavreniny spinelových peridotitov v bazanite pri Maškovej - rezíduum vrchného plášťa (?). *Mineralia slov.*, 10, 2, 97 - 111.
- Rojkovič, I., Hovorka, D. & Krištín, J. 1978: Spinel group minerals in the West Carpathian ultrabasic rocks. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 29, 2, 253 - 274.
- Miko, O. & Hovorka, D. 1978: Kremito-turmalinické horniny veporidného kryštalinika Nízkych Tatier. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral., Petrogr., Geochem., Metalogen.*, 5, 7 - 28.
- Hovorka, D. & Kubová, J. 1978: Distribúcia bóru v ultramafických horninách Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 71, 167 - 176.
- Hovorka, D. 1979: The West Carpathians incomplete ophiolites. In: M. Maheľ & P. Reichwalder (Eds.): *Czechoslovak geology and global tectonics*. 155 - 166.
- Hovorka, D. 1979: Tectonic Position of the Upper Mantle Material in the West Carpathians Meso/Cenozoic Structural Levels. In: J. Vaněk (Ed.): *Geodynamic Investigation, Czechoslovakia*. 237 - 242.
- Hovorka, D. 1979: Petrogenézis kajnozoijských i mezozoijských bázaltov Západných Karpát. In: *Sympóziom o petrogenéze a geochemii geologických procesov*. 89 - 92.
- Rojkovič, I. & Hovorka, D. 1979: Relation of ore mineralization to geochemistry of the West Carpathian ultramafic rocks. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 29, 4, 449 - 462.
- Spišiak, J. & Hovorka, D. 1979: α -tridymitový opál z kôry zvetrávania ultrabázického telesa pri Hodkovciach. *Mineralia slov.*, 11, 3, 247 - 254.
- Hovorka, D. & Sýkora, M. 1979: Bázické vulkanity neokomu križňanského príkrovu Veľkej Fatry. *Čas. Mineral. Geol.*, 24, 4, 371 - 382.
- Hovorka, D. 1980: Magmatity Západných Karpát - ich členenie a niektoré problémy. In: *Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby ČSSR, kľúčové územia a metódy riešenia. Časť I B*. 287 - 298.
- Hovorka, D. 1980: The West Carpathians crust origin and plutonite formations. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 4, 523 - 535.
- Hovorka, D., Dubíková, K., Gerthofferová, H., Šamajová, E. & Turan, J. 1980: Serpentine-group minerals of the Western Carpathians ultramafics. I - Bodies of the Gemeride Mesozoic. *Mineralia slov.*, 12, 6, 481 - 505.
- Hovorka, D., Chitrov, V. G. & Rojkovič, I. 1980: Obsahy Pt, Pd, Rh, Ru a Au v niektorých typoch ultramafických hornín Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 12, 3, 267 - 273.
- Ivan, P. & Hovorka, D. 1980: Co-Ni mineralizácia v Spišsko-gemerskom rudohorí, námety na vyhľadávanie. *Geol. Průzk.*, 8, 225 - 228.
- Hovorka, D. 1981: Minerály metamorfovaných hornín. Západní Karpaty. In: J. H. Bernard a kol. (Eds.): *Mineralogie Československa. II. vyd.*, 536 - 549.
- Hovorka, D. 1981: Aktuálne problémy výskumu vulkanických komplexov. In: Š. Bajanič & D. Hovorka (Eds.): *Paleovulkanizmus Západných Karpát*. 9 - 18.
- Háber, M. & Hovorka, D. 1981: Ore mineralization on the contact of an alpine-type ultrabasic body (Danková, Spišsko-gemerské rudohorie Mts., West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 1, 91 - 111.
- Bajanič, Š. & Hovorka, D. 1981: The amphibolite facies metabasites of the Rakovec Group of Gemericum (the Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 6, 679 - 705.
- Hovorka, D. & Ivan, P. 1981: Serpentin v paleozoiku pri Dobšinej. In: Š. Bajanič & D. Hovorka (Eds.): *Paleovulkanizmus Západných Karpát*. 67 - 78.
- Hovorka, D. & Spišiak, J. 1981: Hyalobazanity (limburgity) Osobitej v Tatrách. In: Š. Bajanič & D. Hovorka (Eds.): *Paleovulkanizmus Západných Karpát*. 145 - 156.
- Bajanič, Š., Hovorka, D., Miko, O. & Vozár, J. 1981: Predtercierny vulkanizmus Západných Karpát. In: Š. Bajanič & D. Hovorka (Eds.): *Paleovulkanizmus Západných Karpát*. 27 - 38.
- Hovorka, D. & Weiss, J. 1981: Ofiolity Mongolskej ľudovej republiky a niektoré aktuálne problémy ofiolitov. *Geol. Práce, Spr.*, 75, 167 - 178.
- Hovorka, D. & Miko, O. 1981: Paleozoic Volcanism - Source of Anomalous Boron Concentrations: the Western Carpathian crystalline complexes. *Symposium: New Mineral Raw Materials, Abstracts, Karlovy Vary*, 11.
- Hovorka, D. & Spišiak, J. 1981: Coexisting Garnets and Amphiboles of Metabasites from Rudňany Area (the Paleozoic the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., the Western Carpathians). *Mineralia slov.*, 13, 6, 509 - 525.
- Hovorka, D. 1982: Chemical composition of the Western Carpathians variscan magmatites. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, Geol., 38, 83 - 110.
- Hovorka, D. & Miko, O. 1982: Paleozoic volcanism - source of anomalous boron concentrations, the Western Carpathian crystalline complexes. *Symposium: New Mineral Raw Materials, Proc., Praha*, 85 - 90.
- Hovorka, D., Chovan, M. & Michálek, J. 1982: Olivinický kersantit v granodioritoch v Dúbrave (Nízke Tatry). *Mineralia slov.*, 14, 1, 85 - 90.
- Hovorka, D. 1983: Geneza zrudnenia v telese bazitov pri Rochovciach. *Mineralia slov.*, 15, 5, 445 - 459.
- Babčan, J., Hovorka, D., Melioris, L., Streško, V. & Ševc, J. 1983: The study of selected systems „Rock - Water“ at low temperature (4 - 5 °C). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 34, 1, 87 - 101.
- Hovorka, D., Dubíková, K., Gerthofferová, H., Šamajová, E. & Turan, J. 1983: Serpentine-group minerals of the West Carpathian ultramafics. II - Bodies in Pre-Mesozoic metamorphosed complexes. *Mineralia slov.*, 15, 1, 23 - 47.
- Hovorka, D. & Spišiak, J. 1983: REE geochemistry and petrological model for the genesis of Variscan granitoids of the West Carpathians. *Mineralia slov.*, 15, 2, 97 - 116.
- Hovorka, D. & Fejdi, P. 1983: Garnets of peraluminous granites of the Suchý and the Malá Magura Mts. (the Western Carpathians) - their origin and petrological significance. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 34, 1, 103 - 116.
- Hovorka, D. & Spišiak, J. 1983: Príspevok petrológie k riešeniu pozície malokarpatského granodioritového masívu. *Geol. Průzk.*, 25, 2, 36 - 38.

- 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, 1, 73 - 86.
- Hovorka, D. 1984: (in Fusán, O. et al. 1984): *Int. Geol. Congr., XXVII Ses., Guide to geol. excursions in Czechoslovakia. Excursion 107 A: The West Carpathians Mts.* 59 - 117, Praha
- Hovorka, D., Jaroš, J., Kratochvíl, M. & Mock, R. 1984: The Mesozoic Ophiolites of the Western Carpathians. *Krystalinikum, Praha*, 17, 143 - 157.
- Spišiak, J. & Hovorka, D. 1984: Coexisting biotites and garnets of paragneisses from Rudňany area (Palaeozoic, Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 40, 61-78.
- Hovorka, D., Lexa, J., Marschalko, R., Polák, M., Rakús, M., Samuel, O. & Vozár, J. 1985: Vývoj poznatkov a hlavné výsledky geologického výskumu Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 17, 3, 205 - 236.
- Hovorka, D. & Spišiak, J. 1985: Petrogenéza metamorfítov amfibolitovej fácie v oblasti Rudňan. In: B. Čambel & J. Jarkovský (Eds.): *Rudňanské ružné pole - geochemicko-metalogenetická charakteristika. Veda Bratislava*, 78 - 103.
- Spišiak, J., Hovorka, D. & Ivan, P. 1985: Klátovská skupina - reprezentant metamorfítov amfibolitovej fácie vnútorných Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr.* 82, 203 - 220.
- Spišiak, J. & Hovorka, D. 1985: Dva typy granatitických amfibolitov klátovskej skupiny (staršie paleozoikum gemerika). *Mineralia slov.*, 17, 2, 167 - 174.
- Hovorka, D. 1986: Metamorfóza hornín oceánskeho dna. *Mineralia slov.*, 18, 5, 465 - 476.
- Hovorka, D. 1986: Staropaleozoický kyslý vulkanizmus centrálnej zóny Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 18, 1, 15 - 33.
- Hovorka, D. & Spišiak, J. 1986: Garnet amphibolites of the Western Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 41, 21-47.
- Hovorka, D. 1987: The significance of Paleozoic and Mesozoic volcanic activity for the Earth's crust formation; the Western Carpathians. In: Štruktúrny vývoj karpatsko-balkánskeho orogénneho pásma. *Dom techniky ČSVTS, Bratislava*, 28.
- Hovorka, D., Méres, Š. & Krištín, J. 1987: Granáty pararúl centrálnej zóny Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 19, 4, 289 - 309.
- Ondrášik, R., Hovorka, D. & Matejček, A. 1987: Prejavy muránsko-divínskej poruchovej zóny vo veporickom kryštaliniku v štólni PVE Ipeľ. *Mineralia slov.*, 19, 1, 29 - 44.
- Grecula, P. & Hovorka, D. 1987: Early Paleozoic volcanism of the Western Carpathians. In: Flügel, Sassi, Grecula (Eds.): *Pre-Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts. Mineralia slov.*, - Monogr., 251 - 270.
- Hovorka, D. 1988: Typy magiem; význam termínov. *Mineralia slov.*, 19, 2, 179 - 183.
- Hovorka, D., Iván, P., Jilemnická, L. & Spišiak, J. 1988: Petrology and geochemistry of metabasalts from Rakovec (Palaeozoic of Gemer unit, Inner Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 4, 395 - 425.
- Spišiak, J., Hovorka, D., Rybka, R. & Turan, J. 1989: Spessartín a piemontit v metasedimentoch staršieho paleozoika vnútorných Západných Karpát. *Čas. Mineral. Geol.*, 1, 17 - 29.
- Hovorka, D. & Méres, Š. 1989: Relikty metamorfítov vysokých stupňov v tatrovporickom kryštaliniku Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 21, 3, 193 - 202.
- Spišiak, J., Hovorka, D., Iván, P. & Jilemnická, L. 1989: Karbonatické metasedimenty amfibolitovej fácie Klátovskej skupiny (staršie paleozoikum, gemerikum, Západné Karpaty). *Geol. Práce, Spr.* 90, 81 - 94.
- Hovorka, D. & Méres, Š. 1989: Poznámky k protolite a metamorfóze svorov kohútiského kryštalinika. Konferencie, sympóziá: *Geochemia geol. procesov a život. prostredia. GÚDŠ Bratislava*, 41 - 44.
- Méres, Š. & Hovorka, D. 1989: Metamorfny vývoj rúl Suchého, Malej Fatry a Malej Magury. *Mineralia slov.*, 21, 3, 203 - 216.
- Méres, Š. & Hovorka, D. 1989: Význam granátov pre riešenie genézy metamorfovaných hornín. *Geol. Práce, Spr.*, 89, 137 - 156.
- Hovorka, D. 1990: Oceanizácia kontinentálnej kôry v kontexte tektoniky litosférických platní. *Mineralia slov.*, 22, 4, 377 - 380.
- Hovorka, D. & Spišiak, J. 1990: Litostratigrafické členenie produktov mezozoického vulkanizmu Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 91, 75-89.
- Turanová, L., Turan, J., Hovorka, D., Katlovský, V., Méres, Š. & Spišiak, J. 1990: Composition of the black shales from the Rudňany ore field (Gemic unit, Carboniferous, The Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 46, 183-199.
- Méres, Š. & Hovorka, D. 1990: REE, U, Th and K geochemistry of the mica schist (the Kohút crystalline complex, the Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 41, 4, 415 - 426.
- Hovorka, D. & Méres, Š. 1990: Klinopyroxénicko-granatitické metabazity Trbeča. *Mineralia slov.*, 22, 6, 533 - 538.
- Hovorka, D. & Méres, Š. 1990: Kumulátové štruktúry v acidných vulkanitoch paleozoika gemerika. *Mineralia slov.*, 22, 5, 475 - 476.
- Hovorka, D., Iván, P., Mock, R., Rozložník, L. & Spišiak, J. 1990: Sedimenty gossauského typu pri Dobšinskej Žadovej Jaskyni - námety na tetradicnú interpretáciu. *Mineralia slov.*, 22, 519 - 525.
- Hovorka, D., Iván, P. & Spišiak, J. 1990: Lithology, metamorphism, position and interpretation of the Klátov group (Inner Western Carpathians, Gemic unit, Palaeozoicum). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 45, 53 - 69.
- Hovorka, D., Vozárová, A. & Bezák, V. 1990: Prehľad nových poznatkov o litológii a metamorfizme predkarbónskych komplexov Západných Karpát. *V. Celoslov. geol. konf., Slov. geol. úrad*, 23 - 26, 28 - 30.
- Hovorka, D. 1990: Oceanizácia kontinentálnej kôry v kontexte teórie tektoniky litosférických platní. *Mineralia slov.*, 22, 4, 377 - 380.
- Gnojek, I., Hovorka, D. & Pospíšil, L. 1991: Sources of magnetic anomalies in the pre-Tertiary basement of Eastern Slovakia (Czechoslovakia). *Geol. carpathica*, 42, 4, 169 - 180.
- Hovorka, D. & Ilavský, J. 1991: Metabasites of Edough Mts. crystalline complex (NE Algeria) and its prospectivity for tungsten. *Geol. carpathica*, 42, 3, 181 - 191.
- Méres, Š. & Hovorka, D. 1991: Alpine metamorphic recrystallization of the pre-Carboniferous metapelites of the Kohút crystalline complex (the Western Carpathians). Project IGCP 276, Newsletter No. 3. *Mineralia slov.*, 23, 435 - 442.
- Méres, Š. & Hovorka, D. 1992: Albite-microcline orthogneisses of the Trbeč Mts. (Western Carpathians). *Mineralia slov.*, 24, 5 - 6, 349 - 356.
- Hovorka, D. & Méres, Š. 1992: Geochemické výsledky ku geologickým mapám: návrh metodiky vypracovania. *Mineralia slov.*, 24, 3 - 4, 325 - 328.
- Hovorka, D. & Méres, Š. 1992: Petrologia granatiticko-klinopyroxénických metabazit Malej Fatry. *Mineralia slov.*, 24, 1 - 2, 45 - 52.
- Spišiak, J., Caňo, F., Hovorka, D., Hrnčár, A. & Pitoňák, P. 1992: Karbonatické fylity v Kamenistej doline - veporikum. *Mineralia slov.*, 24, 1 - 2, 115 - 120.
- Hovorka, D. & Petrík, I. 1992: Variscan granitic bodies of the Western Carpathians: the backbone of the mountain chain. In: J. Vozár (Ed.): *Western Carpathians, Eastern Alps, Dinarides. Spec. Vol. IGCP Project No. 276. Geol. ústav D. Šúra, Bratislava*, 57 - 66.
- Hovorka, D. (v tlačí): Earth Crust Formation Within the Western Carpathians: Selected Problems. *Lithosphere in Czechoslovakia. Academia, Praha*
- Hovorka, D. & Méres, Š. (v tlačí): Leptynitovo-amfibolitový komplex Západných Karpát: vystupovanie a litologická náplň. *Mineralia slov.*
- Hovorka, D., Méres, Š. & Iván, P. (v tlačí): Nová koncepcia členenia predalpínskych komplexov Západných Karpát. *Geol. ústav D. Šúra, Bratislava*.
- Iván, P., Méres, Š. & Hovorka, D. (v tlačí): Relikty materiálu kôry oceánskeho typu v západokarpatskom orogéne - pokus o genetickú klasifikáciu. In: *Geodynamický vývoj a hlbinná stavba Západných Karpát. Geol. ústav D. Šúra, Bratislava*.
- Iván, P., Hovorka, D. & Méres, Š. (v tlačí): Geodynamická pozícia staršieho paleozoika gemerika - predbežné údaje. In: *Geodynamický vývoj a hlbinná stavba Západných Karpát. Geol. ústav D. Šúra, Bratislava*.

Práce publikované v zahraničí

- Hovorka, D. 1967: Genetic Types and Stratigraphy of Ultrabasic Rocks in the West Carpathians. VIII. Congr. CBGA. *Reports - Petrology and Metamorphism, Beograd*, 85 - 87.
- Hovorka, D. 1974: Amphibolites in the migmatitic areas, West Carpathians. *Chemie der Erde, Jena*, 33, 3, 221 - 232.
- Hovorka, D. & Fediuková, E. 1977: Garnets from serpentinites and rodingites in the Western Carpathian Mesozoic complexes. XI. Congr. CBGA, Proc., XI, Kiev, 188 - 189.
- Hovorka, D. 1979: The West Carpathian incomplete ophiolites Ofioliti. *Bologna*, 4, 3, 415.

- Jakeš, P., Hovorka, D. & Reichwalder, P. 1979: Dve zony glaukofanlancevovo metamorfizma v Karpatach. „14-tyj Tichooken. nauchnyj kongres, Chabarovsk. Mom. B. Sekc. B4, 117, Moskva.
- Hovorka, D. 1980: Carpathian Arc and Pannonian Basin Late Cenozoic Alkaline Basalts. *EGS - ESC Budapest '80; Programme and Abstracts*, 99, Budapest.
- Hovorka, D. & Fejdi, P. 1980: Spinel Peridotite Xenoliths in the West Carpathian Late Cenozoic Alkali Basalts and Their Tectonic Significance. *Bull. volc., Napoli*, 33, 1, 95 - 106.
- Jaroš, J., Hovorka, D., Kratochvíl, M. & Mock, R. 1980: Inner structure of serpentinite bodies and structural position of the West Carpathian Ophiolites. *Ofioliti, Bologna*, 5, 1, 133 - 136.
- Hovorka, D. 1980: A gömöri ópaleozoikum és mezozoikum ofiolitjai. *Földt. kutatás, XXIII, Budapest*, 3, 25 - 27.
- Hovorka, D. & Fejdi, P. 1980: Ultramafic xenoliths in the Late Cenozoic basanites near Mašková (West Carpathian Mts.). *Mater. XI. Kongr. KBGA. Miner. i geochim., Kijev*, 150 - 155.
- Hovorka, D. & Ivan, P. 1980: Co-Ni arsenides vein deposit (Dobšiná - West Carpathian) - example of hydrothermal element extraction from ultramafites. UNESCO - an International Symp. on Metallogeny of Mafic and Ultramafic Complexes: the Eastern Mediterranean - Western Asia Area, and its Comparison with similar metallogenic Environments in the World. *Athens*, 46 - 47.
- Hovorka, D., Bajanič, Š. & Spišiak, J. 1981: Amphibolite Facies Metamorphites of the Gemeride Paleozoic (the West Carpathians). *12th Congr. CBGA, Abstracts, Bucharest*, 286.
- Hovorka, D. & Ivan, P. 1981: A hydrothermal leaching of an ultrabasic body - a determinative phenomenon of the Co-Ni arsenides vein deposit genesis (Dobšiná, the West Carpathians). UNESCO Int. Symp. Metallog. Mafic and Ultramafic Complexes: East. Mediterr., West Asia and Comp. Similar Metallog. Environmen World. Vol. 2, *Athens*, 172 - 184.
- Hovorka, D. & Spišiak, J. 1981: Major and Rare Earth Elements Geochemistry of the Variscan Western Carpathians Plutonites. *12th Congr. CBGA, Abstracts, Bucuresti*, 318.
- Zbořil, J., Filo, M. & Hovorka, D. 1981: Possibility of geophysical research in East-African metallogenic zone in respect of detecting non-ferrous and precious metal deposits. *UNESCO Symp., Addis Abbeba*, 8.
- Hovorka, D., Píhoňák, P. & Spišiak, J. 1982: Mesozoic basalts of the Malé Karpaty Mts. (the Western Carpathians) - Their significance for tectonic interpretation of the Variscan granodiorite massif. In: *Ophiolite - Initiale. Veroff. d. Zentralinstituts für Physik der Erde*, 73, 5 - 13, Potsdam.
- Hovorka, D. & Spišiak, J. 1983: The geochemistry and genesis of the Variscan granites of the West Carpathians. *Ann. inst. de géol. et géophys. Tom 61, Travaux de assoc. géol. carpatho-balcanique. Mineral., géoch. et gisements, sédiment., Bucuresti*, 59 - 65.
- Hovorka, D., Bajanič, Š. & Spišiak, J. 1983: On the amphibolite facies metabasites of the Gemeride Palaeozoic (West Carpathians). *Ann. inst. de géol. et géophys. Tom 61, Travaux de assoc. géol. carpatho-balcanique. Méiam., magm., géol. isotopique, Bucuresti*, 65 - 72.
- Balla, Z., Hovorka, D., Kuzmin, M. & Vinogradov, V. 1983: Mesozoic ophiolites of the Bükk Mountains (North Hungary). *Ofioliti, Bologna*, 8, 1, 5 - 45.
- Hovorka, D. 1984: Carpathian Arc Mesozoic Volcanics. *XXVIIIth Intern. Geol. Congr., Abstracts, IX, Part 2 (Additional), Moskva*, 159.
- Hovorka, D. & Ivan, P. 1984: Ultrabasites in Paleozoic of the Inner Western Carpathians: Key Issue to Reconstruct Geodynamic Processes. *Ophiolites through Time - Ofioliti, Supl. Vol. 9, Bologna*, 32.
- Balla, Z., Hovorka, D., Kuzmin, M. & Vinogradov, V. 1984: Mesozoic ophiolites of the Bükk Mountains (North Hungary) - extended Abstract. *Acta geol. geophys. et montanist. hung., Budapest*, 19, 1 - 2, 25 - 36.
- Hovorka, D. 1985: Doafpijskije ofiolity i asociirujuščije s nimi komplekxy Zapadnyh Karpat. In: *N. L. Dobrecov (Ed.): Rifejsko - nižne-paleozojskije ofiolity severnej Jevraziji. Novosibirsk*, 148 - 159.
- Hovorka, D. & Spišiak, J. 1985: Deutero peridotites of the Western Carpathians. *XIII Congr. KBGA, Proc., Part I, Kraków*, 377 - 380.
- Hovorka, D. & Ivan, P. 1985: Meta-ultrabasites in the Paleozoic in the Inner Western Carpathians: Implications for the Reconstruction of the Tectonic evolution in this Region. *Ofioliti, Bologna*, 10, 2 - 3, 317 - 328.
- Hovorka, D. 1986: Pre-Alpine ophiolites and associated complexes on the West Carpathians. *Ofioliti, Bologna*, 11, 1, 67.
- Hovorka, D. & Spišiak, J. 1989: Paleogeographic aspects of West Carpathians Mesozoic volcanic activity. In: *Evolution of the Northern margin of Tethys. The results of IGCP No. 198, Vol. II. Occasional public. ESRI, New series, No. 4, 125-131, Columbia Univ., South Carolina, U. S. A.*
- Hovorka, D. & Méres, Š. 1989: Polycyclic Development of Pre-Carboniferous Complexes in the Western Carpathian Mts.: New Data and Their Interpretation. *Proc. XIVth. Congr. Carpatho- Balkan Geol. Assoc.*, 294 - 297, Sofia.
- Ivan, P., Hovorka, D. & Méres, Š. 1992: Paleozoic Basement of the Inner Western Carpathians - Geodynamic Setting as inferred from the Metavolcanics Studies. *Terra Nova, Abstract Supl., Oxford*, 2, 34.
- Hovorka, D., Iván, P. & Spišiak, J. 1992: Alkaline Volcanism in the Mesozoic and Cenozoic history of the Western Carpathians Mts. *29th Intern. Geol. Congr., Kyoto, Japan, Abstracts, Vol. 2*, 435.
- Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P. 1992: Pre-Alpine Western Carpathian Mts. Basement Complexes: Geochemistry, Petrology, Geodynamic Setting. *Terra Nova, Abstract Supl., Oxford*, 2, 32.
- Hovorka, D. & Méres, Š. 1992: Geological history of the polymetamorphic pre-Mesozoic Western Carpathians complexes. *29th Intern. Geol. Congr., Kyoto, Japan, Abstracts, Vol. 2, Kyoto*, 435.
- Hovorka, D. & Méres, Š. 1992: Metamorphic Evolution of the Western Carpathians pre-Alpine Basement. *Proc. 6th Congr. Geol. Soc. Greece, Athens*.
- Ivan, P. & Hovorka, D. 1992: Geochemistry and Petrology of the Late Cenozoic Alkali Basalts of the Western Carpathians (Czechoslovakia). *Mineral., Petrol.*, 46, 4, 1 - 14, Springer Verlag.
- Hovorka, D. & Spišiak, J. (in press): Mesozoic Volcanic Activity of the Western Carpathian Segment of the Tethyan Belt: Diversities in Space and Time.
- Spišiak, J. & Hovorka, D. (in press): Western Carpathians Mesozoic Primitive Alkaline Volcanics Mineralogy and Petrology.
- Hovorka, D. & Méres, Š. (in press): Pre-Alpine Western Carpathians Basement Complexes: New Concept of Division. *IGCP/UNESCO Project No. 276, Final Report, Athens*.
- Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P. (in press): Pre-Alpine Western Carpathians Complexes: Lithology and Distribution. *Mitteil. Österr. Geol. Ges.*, 86, Wien.
- Hovorka, D. (in press): Carpathian Arc and Pannonian Basin Mesozoic non-ophiolitic Volcanics and Ophiolites. *Ofioliti, Bologna*.

Vedeckopopularizačné práce, recenzie, jubileá, vedecké informácie, výťahy prednášok

- Hovorka, D. 1961: Organizácia geologickej služby v Indonézii. *Geol. Průzk.*, 5, 145 - 146, Praha.
- Hovorka, D. 1963: Seriál 12 článkov o Indonézii v denníku Smena. *Bratislava*.
- Hovorka, D. 1964: Bali - ostrov bohov a tanečník. *Naša Univerzita. Bratislava*.
- Hovorka, D. 1964: Tavené horniny - ich výroba, význam a použitie. *Svet vedy, Bratislava*, 12.
- Hovorka, D. 1965: Nerastné suroviny morského dna a niektoré problémy ich ťažby. *Svet vedy, Bratislava*, 8, 458 - 462.
- Hovorka, D. 1966: Poznámky k publikovaniu chemických analýz erupčných a metamorfovaných hornín. *Geol. Práce, Spr.*, 37, 209 - 211.
- Hovorka, D. 1967: Streckeisenova klasifikácia erupčných hornín a niektoré problémy nomenklatury západokarpatských erupčných hornín. *Mineralia slov.*, IV, 15, 225 - 233.
- Hovorka, D. 1969: Vlákňité silikáty, suroviny moderného priemyslu. *Svet vedy, Bratislava*, 2, 712 - 716.
- Hovorka, D. 1970: Čo vieme o hĺbinách Zeme? *Svet vedy, Bratislava*, 5, 280 - 285.
- Hovorka, D. 1971: Geológia vo Švédsku. *Mineralia slov.*, III, 9, 67 - 71.
- Hovorka, D. 1973: Ako písať? - niektoré aktuálne problémy slovenskej petrografickej terminológie. *Geol. Práce, Spr.*, 60, 307 - 310.
- Hovorka, D. 1973: Ešte raz o klasifikácii erupčných hornín. *Mineralia slov.*, 5, 3, 309 - 311.
- Hovorka, D. 1973: Recenzia knihy: „Pétrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique“ (Raquin). *Mineralia slov.*, 5, 305 - 306.
- Hovorka, D. 1973: Pomoc psov pri vyhľadávaní rudných ložísk. *Príroda a spoločnosť, Bratislava*, 12, 9 - 10.
- Hovorka, D. 1974: Recenzia knihy: „Granites and their enclaves“ (Didier). *Mineralia slov.*, 6, 4, 322.

- Hovorka, D. 1975: Recenzia knihy: „Faciji regionálnovo meta- morfizmu umerenných davlení“ (Dobrecov, N. L. et al.). *Mineralia slov.*, 7, 1 - 2, 60.
- Hovorka, D. 1975: Oceán - kolíska pohorí. *Elektrón*, Bratislava, 10, 30 - 31.
- Hovorka, D. 1975: O vzniku a vyhľadávani ložísk nerastných surovín, „Rozhlasová univerzita“. *Čsl. rozhlas, Bratislava*, 16. 9. 1975
- Hovorka, D. 1976: Recenzia knihy: „Spilites and Spilitic Rocks“ (Amstutz, Ed.). *Geol. práce, Spr.* 65, 251 - 252.
- Hovorka, D. 1978: Univ. Prof. RNDr. J. Kamenický jubiluje. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 29, 1, 179 - 183.
- Hovorka, D. 1978: Štvrtá terénna konferencia projektu IUGS „Ofiolity“ na Polárnom Urale. *Mineralia slov.*, 10, 6, 249 - 250.
- Hovorka, D. 1979: Zo zasadnutia výboru Slovenskej geologickej spoločnosti. *Mineralia slov.*, 11, 1, 91 - 93.
- Hovorka, D. 1979: Recenzia knihy: „Proischozhenije magmatičeskich formacij“ (Šinkarev). *Mineralia slov.*, 11, 3, 245 - 246.
- Hovorka, D. 1979: Vznikli „autometasomatické“ granity tatroveperiid autometasomatizujú? *Mineralia slov.*, 11, 4, 373.
- Hovorka, D. & Fejdi, P. 1979: Materiál vrchného plášťa v mladokenozoickej provincii alkalických olivínových bazaltov /bazanitov Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 11, 3, 282.
- Hovorka, D. 1980: Ofiolity - súčasný stav a problémy. *Mineralia slov.*, 12, 2, 130.
- Háber, M. & Hovorka, D. 1980: Rudná mineralizácia na kontakte ultrabázického telesa na Dankovej. *Mineralia slov.*, 12, 2, 188.
- Hovorka, D. & Spišiak, J. 1980: Granáty a amfiboly z metabazitov oblasti Rudnians. *Mineralia slov.*, 12, 3, 274.
- Kamenický, J. & Hovorka, D. 1980: O návrhu Subkomisie IUGS pre systematiku erupzív na klasifikáciu a nomenklatúru vulkanických a niektorých ďalších skupín hornín. *Mineralia slov.*, 12, 1, 75 - 88.
- Hovorka, D. 1981: Súčasný svetový trend výskumu erupzív a metamorfítov. *IV. Slov. geol. konf.*, Zv. 2, Bratislava, 43 - 47.
- Hovorka, D. 1981: Petrologia v SSR. *IV. Slov. geol. konf.*, Zv. 2, Bratislava
- Hovorka, D. 1981: Plutonity Západných Karpát - ich význam vo vývoji kôry. *Čas. Mineral., Geol., Praha*, 26, 1, 103.
- Hovorka, D. 1981: Recenzia knihy: „Vvedenije v globalnuju petrologiju“ (Dobrecov, N. L.). *Mineralia slov.*, 13, 1, 86
- Hovorka, D. & Miko, O. 1981: Paleozoic Volcanism - Source of Anomalous Boron Concentrations: the Western Carpathians crystalline complexes. *Symposium: New Mineral Raw Materials, Abstracts*, 17, Karlovy Vary
- Hovorka, D. 1982: Recenzia knihy: „Globalnyje petrologičeskije problemy“ (Dobrecov, N. L.). *Mineralia slov.*, 14, 6, 548.
- Hovorka, D. 1982: The 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association (Bucharest, 1981). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 33, 1, 125 - 126.
- Hovorka, D. & Kamenický, J. 1982: Poznámky k nomenklatúre a klasifikácii pyroklastických a ulocovkových uloženín. *Mineralia slov.*, 14, 2, 155 - 159.
- Mock, R. & Hovorka, D. 1982: Geológia Bukových vrchov (MER) a petrologický model ich mezozoického vulkanizmu. *Mineralia slov.*, 14, 5, 468.
- Hovorka, D. & Spišiak, J. 1984: Návrh skratiek minerálov. *Mineralia slov.*, 16, 6, 583 - 587.
- Zbořil, L., Filo, M. & Hovorka, D. 1985: Poznatky geofyzikálneho výskumu východoafrickej metalogenetickej zóny. *Mineralia slov.*, 17, 2, 138.
- Hovorka, D. 1986: Poznámky k novému návrhu chemickej klasifikácie vulkanických hornín Komisie IUGS pre petrografické systematiku. *Mineralia slov.*, 18, 3, 283 - 287.
- Hovorka, D. 1986: Vznik života na zemi met? *Príroda a spoločnosť*, 4, 50 - 52.
- Hovorka, D. 1986: Recenzia knihy: „Etnický masív“ (Štelcl - Weiss, J. et al.). *Mineralia slov.*, 18, 6
- Méres, S. & Hovorka, D. 1986: Význam granátu v petrologii. *Mineralia slov.*, 18, 381.
- Hovorka, D. & Spišiak, J. 1986: Rodiny gemerika. *Mineralia slov.*, 18, 381.
- Méres, S., Hovorka, D. & Kráľ, J. 1986: Zonálnosť granátu metasedimentov centrálnej zóny Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 18, 382
- Hovorka, D., Iván, P., Jilemnická, L. & Spišiak, J. 1986: Petrologia bazaltu od Rakovca. *Mineralia slov.*, 18, 382.
- Hovorka, D. & Spišiak, J. 1986: Deuteroperidotity Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 18, 382.
- Hovorka, D., Iván, P., Spišiak, J. & Pitoňák, P. 1986: Demonštrácia nových typov hornín pre Západné Karpaty. *Mineralia slov.*, 18, 382.
- Hovorka, D. 1987: The significance of Paleozoic and Mesozoic volcanic activity for the Earth's crust formation; the Western Carpathians. In: *Štruktúrny vývoj karpatsko-balkánskeho orogénneho pásma. Dom techniky ČSVTS, Bratislava*, 28.
- Hovorka, D. 1988: Geologický ústav UK jubiluje. *Naša Univerzita, XXXIV*, 7, 6, Bratislava.
- Hovorka, D. 1988: Typy magiem, význam termínov. *Mineralia slov.*, 19, 2, 179 - 183.
- Hovorka, D. 1989: Recenzia knihy: Mantle Xenoliths (P. E. Nixon, Ed.). *Mineralia slov.*, 21, 4, 355 - 356.
- Spišiak, J., Hovorka, D., Rybka, R. & Turan, J. 1989: Horniny s vysokým obsahom Mn zo staršieho paleozoika gemerika. *Mineralia slov.*, 18, 382.
- Méres, S. & Hovorka, D. 1989: Význam granátov pri riešení petrogenetických problémov kryštalinika centrálnej zóny Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 21, 2, 156.
- Méres, S. & Hovorka, D. 1989: Aplikácia geotermobarometrie v polymetamorfovaných komplexoch. *Mineralia slov.*, 21, 4, 283.
- Hovorka, D. & Méres, S. 1989: Poznámky k protolitu a metamorfóze svorov kohútkeho kryštalinika. In: *Geochemia geologických procesov a životného prostredia. GUDŠ Bratislava*, 41 - 44.
- Hovorka, D. 1990: Prof. Ing. F. Čech jubiluje. *Mineralia slov.*, 22, 1, 94.
- Hovorka, D. 1990: Doc. RNDr. J. Turan šesťdesiatnikom. *Mineralia slov.*, 22, 1, 95 - 96.
- Hovorka, D.: Recenzia knihy: „Petrografický slovar“ (Borsuk et al.). *Mineralia slov.*, 15, 1, 47 - 48.
- Iván, P., Hovorka, D. & Spišiak, J. 1990: Kompletný ofiolitový komplex v oblastiach konglomerátov pri Dobšinskej Ladovej Jaskyni. *Mineralia slov.*, 22, 1, 86.
- Hovorka, D., Kraus, I. & Ondrášik, R. 1990: XIV. Congress of the Carpatho-balkan geological association (Sofia, September 20 - 23, 1989). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 41, 2, 171 - 172.
- Hovorka, D., Filo, M. & Kráľ, J. 1990: Varietné magmatity Západných Karpát - súčasný stav poznania a niektoré problémy. *V. Česloslov. geol. konf.*, 23 - 26, Slov. geol. úrad, Bratislava.
- Hovorka, D., Vozárová, A. & Bezák, V. 1990: Prehľad nových poznatkov o železite a metamorfóze predkarbónskych komplexov Západných Karpát. *V. Česloslov. geol. konf.*, Slov. geol. úrad, Bratislava, 28 - 30.
- Méres, S. & Hovorka, D. 1990: Svory kohútkeho kryštalinika. *Mineralia slov.*, 22, 586.
- Hovorka, D. 1991: 50 years of geology at the Comenius University in Bratislava. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, Geol. 46, 5 - 7.
- Hovorka, D. & Spišiak, J. 1991: Mesozoic alkaline volcanism of the Western Carpathians. *Symposium on Central European alkaline volcanic rocks. Proc. Pap., Praha*, 24.
- Hovorka, D. 1991: Kvalita i do našich referátov. *Geol. Prádk.*, 1, 21 - 22.
- Šek, M. & Hovorka, D. 1991: Naše suroviny a surovinová politika. *Národná obroda*, 11, 83 (9. apríl)
- Hovorka, D. & Šek, M. 1991: Myslíme aj na životné prostredie? *Národná obroda*, 11, 83 (15. apríl)
- Méres, S. & Hovorka, D. 1991: Protolith Reconstruction of some pre-Carboniferous Metasediments: the Western Carpathians. In: *Geology of the Alpine-Carpathian Junction. Abstracts, Smolenice*
- Hovorka, D., Jablonský, J., Mock, R. & Šýkora, M. 1991: Ofiolitové melanize v Koriackých vrchoch, Čukotka. *Mineralia slov.*, 23, 1, 50.
- Hovorka, D. & Méres, S. 1991: Ako ďalej s vedeckovýskumnými projektami? *Naša Univerzita, XXXVII*, 9, 7, Bratislava
- Iván, P. & Hovorka, D. 1991: Geochemistry and Petrogenesis of Miocene to Quaternary Alkali Basalts of the Western Carpathians. *SCEAVR - Symp. Central European Alkaline Volcanic Rocks. Karlova Univerzita, Praha*, 31.
- Mišík, M. & Hovorka, D. 1991: Recenzia knihy: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát (Cambel, El. & Kráľ, J., 1991). *Mineralia slov.*

Pripravujeme . . .

prílohu časopisu Mineralia slovaca - GEOVESTNÍK

Medzi slovenskými geologickými a baníckymi odborníkmi sa výrazne pociťuje nedostatok tzv. informácií pre prax. Čiastočne nositeľmi týchto informácií boli časopisy Geologický průzkum, Uhlí, Rudy.

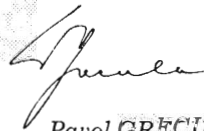
Združenie vydavateľov časopisu Mineralia slovaca na zasadnutí 30. 3. 1993 sa rozhodlo zlepšiť informačnú službu tým, že časopis Mineralia slovaca bude v samostatnej časti prinášať tento druh informácií (doterajšie zameranie a rozsah odbornej časti časopisu sa nemení). Časopis Mineralia slovaca je dvojmesačník, preto sa domnievame, že táto periodická informácia by mohla byť vyhovujúca. Rozsah informačnej časti, ktorej názov bude Geovestník, by mohol byť 8 - 16 strán, a to podľa množstva informácií. Očakávame, že geologické a banícke organizácie a spoločnosti, vrátane vysokých škôl a akademie, ako aj jednotlivci budú nielen prispievateľmi týchto informácií, ale aj hlavnými konzumentmi ostatných informácií. Z navrhovanej osnovy obsahu Geovestníka (ktorá by sa podľa požiadaviek mala dopĺňovať) je vidieť, že okruh informácií by mal byť veľmi široký, a teda aj zaujímavý pre širokú odbornú verejnosť. Značná časť informácií by mala mať inzertný a reklamný charakter, t. z., že finančné krytie nákladov by bolo z uverejňovania týchto typov informácií. Ako najschodnejšia cesta financovania Geovestníka by mohla byť členstvo v združení Mineralia slovaca s dohodnutým ročným príspevkom, ktoré umožňuje nielen získať časopis zdarma, ale podľa výšky príspevku mať pridelený aj počet strán časopisu na reklamu a inzerciu zdarma. Kto by nebol členom Združenia by za uverejnenie reklamy, inzercie a pod. platil podľa cenníka inzercie.

V prvej etape prípravy Geovestníka je treba vytvoriť okruh prispievateľov. Malo by byť v záujme každej organizácie, aby poverila svojho pracovníka, ktorý by informácie určené na zverejnenie spracoval a zasielal redakcii. Preto by bolo vhodné, keby ste redakcii oznámili meno pracovníka, s ktorým by redakcia dohodla ďalšie podrobnosti, aby sa každá organizácia mohla čo najefektívnejšie prezentovať a aby sa informácie pripravili v takej forme, aby sa dali rýchlo uverejniť. Pre takú istú spoluprácu vyzývame aj jednotlivcov. Príspevky budeme honorovať.

Kedy by sa Geovestník mohol v časopise Mineralia slovaca objaviť? Asi v čísle 4, t. z. koncom augusta s uzávierkou príspevkov 15. júla 1993.

Geovestník bude obsahovať aktuality z geologického výskumu, z prieskumu nerastných surovín, inžinierskej geológie, hydrogeológie, baníctva, úpravníctva, z ochrany a tvorby životného prostredia. Ďalej budú: krátke správy prevzaté z domácej a zahraničnej literatúry (ktoré očakávame od najširšieho okruhu prispievateľov); nové metodiky laboratórneho výskumu v geológii, úpravníctve; abstrakty docentských, profesorských a doktorských prác; správy o aktivitách SGS a SBS, o aktivitách slovenskej geológie a baníctva v zahraničí a zahraničných spoločností na Slovensku; legislatíva; informácie o medzinárodných projektoch; kronika; geologické a banícke ocenenia a významenia; informácie o osobnostiach; kalendár odborných podujatí doma a v zahraničí; recenzie; nové knihy a časopisy; voľné miesta; jazykovedný stĺpec; kde a kto poskytuje aké služby v geológii, baníctve, úpravníctve v životnom prostredí; adresár a pochopiteľne inzertný a reklamy.

Informácia zriadená správne sa rozhodnúť v záujme prosperity jednotlivca i spoločnosti. Pokúsme sa teda spoločným príspevom vytvoriť informačný spravodaj z odboru geológie, baníctva, úpravníctva a ochrany životného prostredia.



Pavol GREČULA
šéfredaktor časopisu
Mineralia slovaca