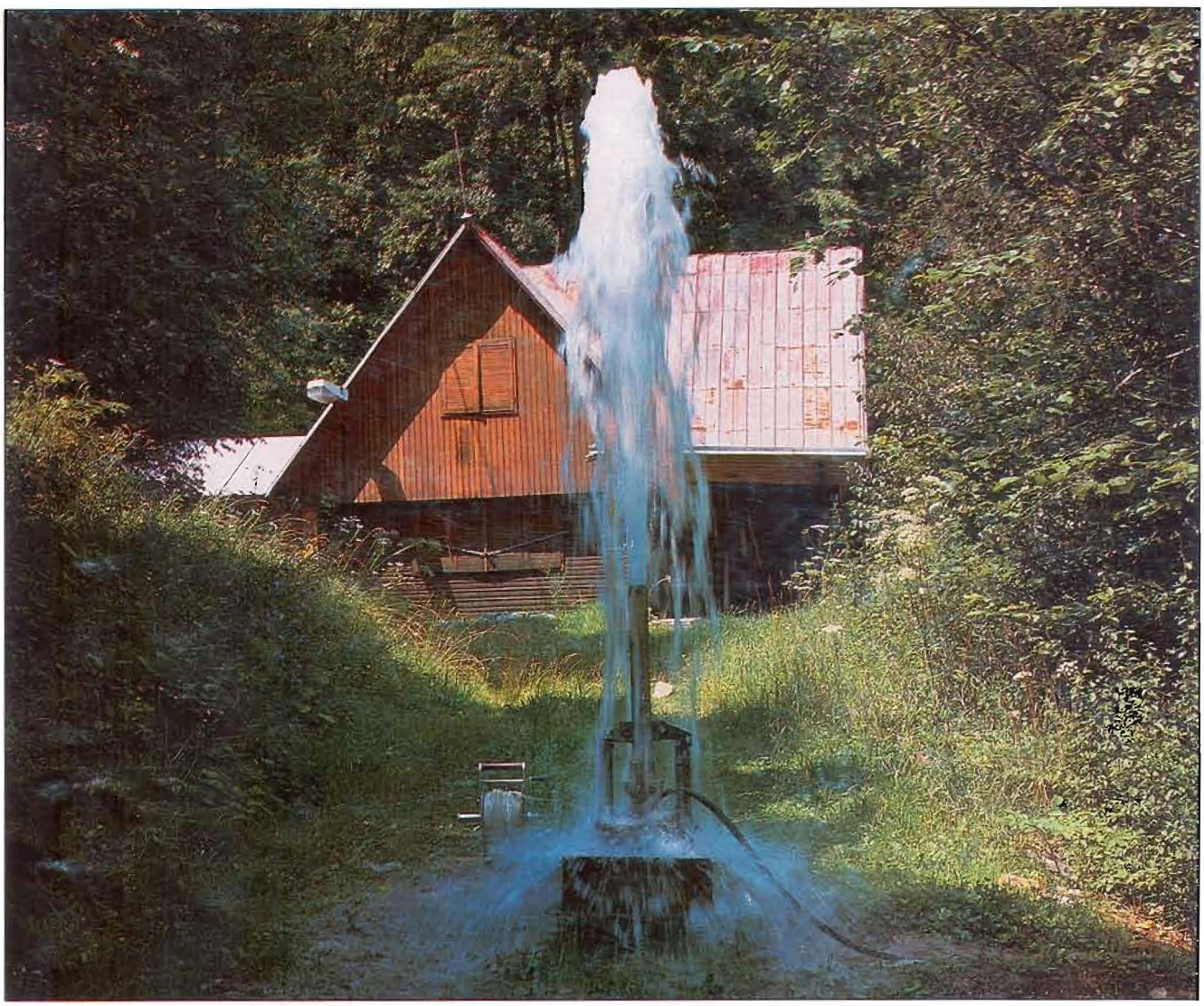
4/28/1996
ISSN 0369-2086

Mineralia Slovaca



Slovenská geologická spoločnosť
Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského
Slovenská akadémia vied
Geologická služba Slovenskej republiky

p r i p r a v u j e

ZJAZD
SLOVENSKEJ GEOLOGICKEJ SPOLOČNOSTI

pri príležitosti 100. výročia narodenia akademika Dimitrija Andrusova

Bratislava
9. - 10. september 1997

Prednášky v pléne. Prezentácia aj vo forme posteru
Exkurzie 10. septembra 1997: Súsvava vodnych diel Gabčíkovo • Viedenská panva

●

Na Zjazd nadväzuje medzinárodná konferencia

Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas
ALEWECA

11. a 12. septembra 1997 v Bratislave
exkurzia 13. a 14. septembra 1997

Informácie

Jozef HÓK
Slovenská geologická spoločnosť
Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
č. tel. 07/3705 119; fax. 07/371 940; e - mail: HOK @ GUDS. SANET.SK

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne. Vydavateľ: Geocomplex, a. s., Bratislava. Sadzba v redakcii Mineralia Slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: Grafotlač, Prešov.
Predplatné v roku 1996: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 78 Sk, študenti 40 Sk, organizácie 228,- Sk. Cena jednotlivého čísla je 38,- Sk. Časopis možno objednať v redakcii.
Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii. Adresa redakcie: Mineralia Slovaca, Werferova 1, P. O. Box 113, 040 11 Košice. Telefón: 095/437 846.

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geocomplex, a. s., Bratislava. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office Mineralia Slovaca.
Subscription for 1996 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscription can be sent Mineralia Slovaca, Werferova 1, P. O. Box 113, 040 11 Košice, Slovakia.
Advertising: Contact managing editor. Address of the Editorial office: Mineralia Slovaca, Werferova 1, P. O. Box 113, 040 11 Košice, Slovakia; Phone: 42 /95 /437 846.
© Geocomplex, a. s., Bratislava

Obsah - Contents

Mineralia Slovaca 28 (1996) • 4

Návesňák, D. & Kobulský, J.
Stratiformné polymetalické zrudnenie na Jalovičom vrchu v Spišsko-gemerskom rudohorí
Stratiform polymetallic mineralization in the area of Jalovičí vrch in the Spiš-Gemer Ore Mts. 237

Andráš, P.
Ni mineralizácia ullmannitovo-gersdorffitového radu ložiska Častá (Malé Karpaty)
Ullmannite-gersdorffite mineralization from Častá deposit (Malé Karpaty Mts., Western Carpathians, Slovak Republic) 255

Maťo, Ľ., Knésl, J. & Rojkovičová, Ľ.
Teluridy v sz. časti hodrušského rudného poľa, neovulkanity stredného Slovenska
Tellurides in the NW part of the Hodruša ore field, neovolcanites of the Central Slovakia 259

Faryad, S. W.
Petrológia amfibolitov a rúl masívu Braniska
Petrology of amphibolites and gneisses from the Branisko crystalline complex, Western Carpathians, Slovakia 265

Hovorka, D. & Méres, Š.
Dva genetické typy metabazitov v juhozápadnej časti veporika
Two metabasite types in the sw. part of the Veporic Unit 273

Zaťko, P. & Broska, I.
Metamorfné podmienky vzniku bridlíc tríbečsko-zoborského kryštalinika
Metamorphic conditions of the origin of schists in the Tríbeč-Zobor crystalline complex 281

Babčan, J., Iró, S. & Ševc, J.
Kinetika vylučovania a premeny Ca-Mg karbonátov z vodného roztoku pri 5 až 100 °C. Časť 1: Stechiometrické relácie
Kinetics of exsolution and transformation of Ca-Mg-carbonates from aqueous solution at temperature of 5 to 100 °C.
Part 1. Stochiometric relations 288

Kollárová, V.
Pearceho diagramy pomerov prvkov: pohľad na ich teoretickú podstatu a praktické využitie v magmatickom procese
Pearce element ratio diagrams: a sigmt at their theoretical essence and their practical utilitization in magmatic process 295

Michalík, J.
Impaktová katastrofa na hranici kriedy a terciéru?
Impact catastrophe on the boundary between Cretaceous and Tertiary? 303

Fordinál, K., Nagy, A. & Fejdiová, O.
Vrchnopanónske sladkovodné sedimenty okolia Čeľadiniec (západný okraj pohoria Tríbeč)
Upper Pannonian freshwater sediments from the surrounding of Čeľadince (western margin of the Tríbeč Mts.) 307

GeoVestník

OBÁLKA: Erupcia preplynenej minerálnej vody z prieskumno-exploatačného vrtu Malý Sulín-1 v okrese Stará Ľubovňa. Foto J. Halečka.

COVER: Eruption of mineral water, rich in gas, from the explorational-exploitational borehole Malý Sulín-1 in the district Stará Ľubovňa (northeastern Slovakia). Photo by J. Halečka.

Mineralia Slovaca

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

Vydáva Združenie Mineralia Slovaca
Published by Mineralia slovaca corporation

Vedúci redaktor - Chief editor
PAVOL GRECULA
Geologická služba SR
Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovakia

REDAKČNÁ RADA - EDITORIAL BOARD

Predseda - Chairman
Boris Bartalský
Geologická služba SR, Spišská Nová Ves

Vladimír Bezák, Geologická služba SR, Bratislava
Miroslav Filo, Geocomplex, Bratislava
Egon Fussgänger, Ingeo, Žilina
Dušan Grman, Geoconzult, Košice
Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Pavel Hvožďara, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Vlastimil Konečný, Geologická služba SR, Bratislava
Ján Kozáč, Geologická služba SR, ATNS, Košice
Milan Mišík, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ladislav Novotný, Uranpres, Spišská Nová Ves
Ivan Pagáč, Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, Bratislava
Martin Radvanec, Geologia, Spišská Nová Ves
Miroslav Račický, Ministerstvo životného prostredia, Bratislava
Peter Reichwalder, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Rudolf Rudinec, Nafta, Michalovce
Juraj Tözsér, Ministerstvo životného prostredia, Bratislava
Imrich Varga, Maseva, Košice
Dionýz Vass, Geologická služba SR, Bratislava
Ivan Vrubel, Geofyzika, Brno
Eva Zacharová, Geologická služba SR, Bratislava

REDAKCIA - EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie - Managing editor
Mária Greculová

Redaktor - Editorial assistent
Mária Dryjová

Technické spracovanie - Production editor
Jozef Rajňák

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predseda - Chairman
Karol Együd
Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava

Členovia združenia - Members of the corporation

Gamart, s. r. o., Lučenec
Geocomplex, a. s., Bratislava
Geoconsult, a. s., Košice
Geologická služba SR, Bratislava
Geofyzika, a. s., Brno
Geologia, s. r. o., Spišská Nová Ves
IGHP, a. s., Žilina
INGEO, a. s., Žilina
Maseva, s. r. o., Košice
Nafta, a. s., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves
Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, a. s., Bratislava

Mineralia Slovaca, 28 (1996), 237 - 254

Stratiformné polymetalické zrudnenie na Jalovičom vrchu v Spišsko-gemerskom rudohorí

DANIEL NÁVESŇÁK a JÁN KOBULSKÝ

Geologická služba Slovenskej republiky, pracovisko Košice, Werferova 1, 040 11 Košice

(Doručené 15.4.1996)

Stratiform polymetallic mineralization in the area of Jalovičí vrch in the Spiš-Gemer Ore Mts.

Stratiform polymetallic mineralization (locality Jalovičí vrch, Early Paleozoic of Gemericum, Western Carpathians) has been investigated. Mineralization is tied to variegated complex of volcano-sedimentary rocks - ore-bearing horizon. It is a part of variegated volcanic complex of diabase-keratophyre composition. The detail facial analysis of rocks of ore-bearing horizon has been done. Mineralization is tied only to exactly defined developments. It is characterized by mineralogical, textural and geochemical zonality. The syngenetic textural marks have been preserved.

The model of origin of mineralization has been created. Geological mapping, technical works and structural analysis proved the fold-thrust setting of investigated territory. The mineralization occurs there in the footwall of synclines of rhyolites and porphyroids.

Key words: polymetallic stratiform mineralization, facial analysis of rocks of ore-bearing horizon, mineralogical, textural and geochemical zonality of mineralization

Úvod

Stratiformné polymetalické zrudnenie na Jalovičom vrchu (obr. 1) je predmetom novodobého záujmu od konca 50. rokov tohto storočia. Práce vyvrcholili geologickým a ložiskovým zhodnotením (Kobulský a Návesňák, 1988). Po neskoršom doplnení niektorými špeciálnymi prácami vznikol ucelený pohľad na polymetalickú stratiformnú mineralizáciu v Spišsko-gemerskom rudohorí. Aj keď sledované zrudnenie už nemá ložiskový význam, je významným metalogenetickým prvkom.

Geologická stavba širšieho územia

Horniny staršieho paleozoika volovskej skupiny gemerika sa rozdeľujú na tri súvrstvia s radom subfácií, ktoré boli charakteristické pre isté časti sedimentačného bazéna (Grecula, 1982).

Najspodnejšie súvrstvie (betliarske) je detritické a tvorí ho súbor čiernych laminovaných peliticko-siltovcových fylitov, vo vrchnej časti pelitických fylitov s charakteristickými holeckými vrstvami (lydity a karbonáty).

Stredné súvrstvie (smolnícke) je z pestrej škály zelených, prevažne laminovaných peliticko-siltovcových fylitov s lokálne hojným podielom flyšových psamiticko-pelitických a psamitických súborov.

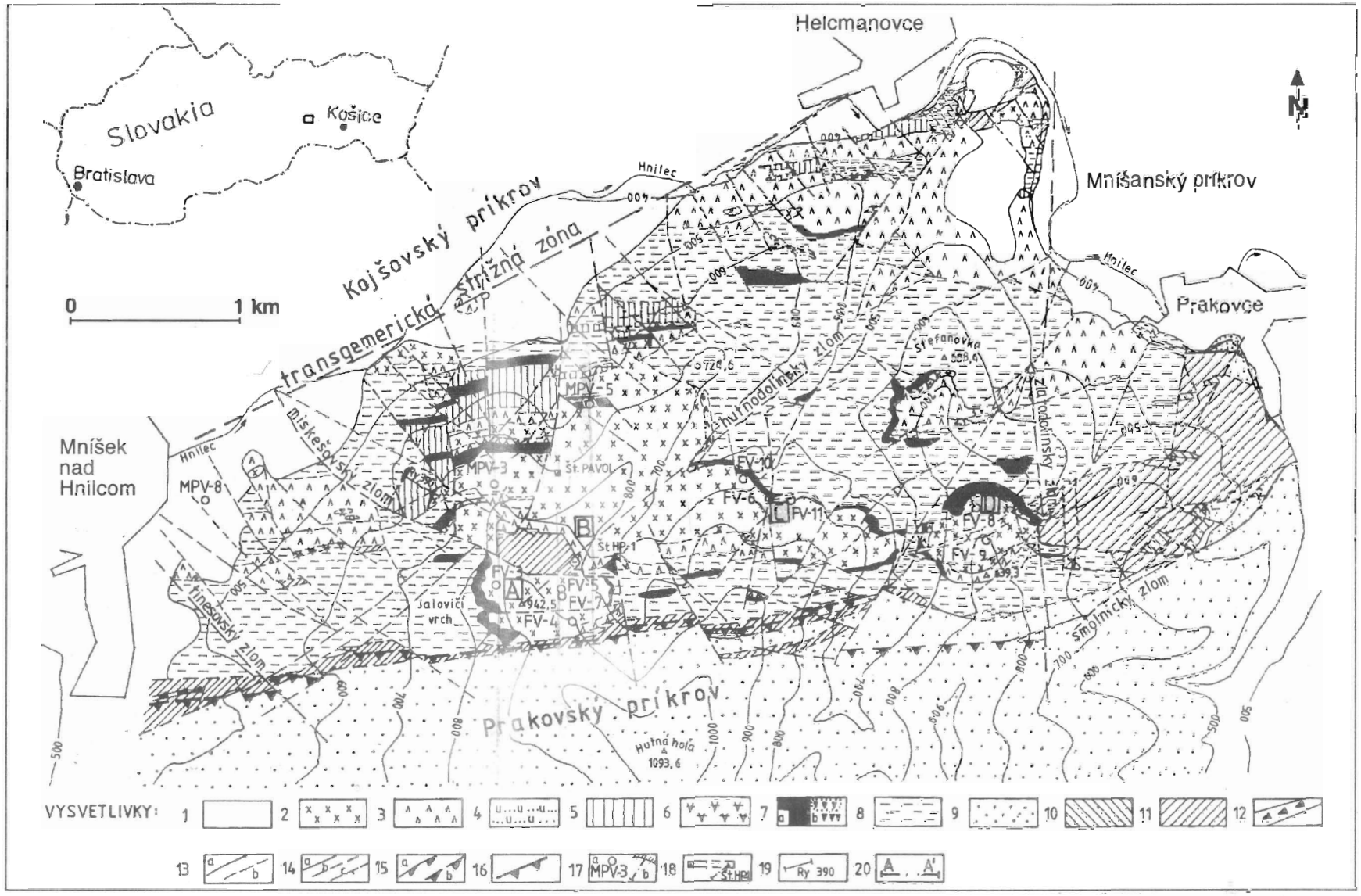
Vrchná časť skupiny (hnilecké súvrstvie) je z priestorovo diferencovaných vulkanických hornín. Na S majú prevahu bázické vulkanity. Strednú a južnú časť hnileckého súvrstvia tvoria kyslé až intermediárne vulkanity ryolitovej, dacitovej a andezitovej povahy.

Polymetalická stratiformná mineralizácia sa podľa Greculu (1982) viaže na horniny pestrého vulkanického komplexu, vyvinuté medzi betliarskym a smolníckym (spodný pestrý vulkanický komplex s typovým ložiskom Smolník), ako aj smolníckym a hnileckým súvrstvím (vrchný pestrý vulkanický komplex s typovým zrudnením na Jalovičom vrchu). Pestré vulkanické komplexy sú z hornín diabázovo-keratofýrovej formácie s premenlivým podielom sedimentárnej prímesi. Ich súčasťou je aj spodný a vrchný rudonosný horizont.

Geologická stavba okolia ložiska

Polymetalická stratiformná sulfidická mineralizácia na Jalovičom vrchu sa vyvinula v mníšanských rudonosných fylitoch (vrchný rudonosný horizont), ktoré patria do vrchného pestrého vulkanického komplexu (obr. 2). Ten tvoria nerovnako mocné polohy metakeratofýrov a ich pyroklastík, kyslých a intermediárnych metapyroklastík, silicitov a o trochu tenšie polohy doleritov, metadiabázov a ich pyroklastík. Mníšanské rudonosné fylity reprezentuje pestrý komplex tenko až hrubo laminovaných fylitov a silicitov s polohami metatufitov až tufitických fylitov, metakeratofýrov a metadiabázových pyroklastík, často zmenených na silicifikované chloritické fylity. Jednotlivé litofácie majú premenlivý rozsah, navzájom sa zastupujú a mineralizácia sa viaže iba na niektoré z nich.

V podloží rudonosného horizontu na Jalovičom vrchu vystupujú rozličné variety hutnodolinských fylitov a fylitov Jalovičieho vrchu smolníckeho súvrstvia mníšanského príkrovu. Pre všetky fácie overenej mocnosti 200 - 300 m majúce charakter kryptoflyšu je priznačné gradačné, resp. veľmi šikmé zvrstvenie. Hutnodolinské fylity s typovým profilom na západnom svahu Štefanovky v spodnej časti sú zo svetlozelených hrubo až tenko laminovaných kremenitých fylitov (ZFK-1, obr. 3)



Obr. 1. Geologická mapa územia Mníšek nad Hnilcom - Prakovce (Kobulský a Návesňák, 1988). 1 - alúvium, svahová hlina, sutina, 2 - (helcmanovský) metaryolit, 3 - kyslé a intermediárne metapyroklastiká, 4 - kyslé metatufity, 5 - metadiabázové horniny, 6 - metakeratofýrové horniny, 7 - mníšanské rudonosné fylity (a - na geologickej mape, b - v rezoch a na úrovňovej geologickej mape s vyznačením rudných šošoviek), 8 - fylity Jalovičieho vrchu a hutnodolinské fylity, 9 - kojšovské metapsamity, 10 - spodný pestrý vulkanický komplex, 11 - jedľovecké fylity, 12 - metalydity, 13 - geologická hranica (a - zistená, b - predpokladaná), 14 - zlom (a - zistený, b - predpokladaný, c - s udaním sklonu), 15 - prešmyk (a - zistený, b - predpokladaný), 16 - hranica príkrovu, 17 - vrt (a - v mape, b - v rezoch), 18 - štôlňa a podzemný vrt, 19 - ryha, 20 - línia geologického rezu, A - šošovka Jalovičieho vrchu, B - mníšanská šošovka, C - šošovka Hutnej doliny, D - prakovská šošovka.

Fig. 1. Geological map of the area Mníšek nad Hnilcom - Prakovce (Kobulský and Návesňák, 1988). 1 - alluvium, slope loam, debris, 2 - metarhyolite of Helcmanovce type, 3 - acid and intermediate metapyroclastics, 4 - acid metatuffites, 5 - metadiabase rocks, 6 - metakeratophyre rocks, 7 - the Mníšek ore-bearing phyllites (a - on geological map, b - in cross-sections and on level geological map with described ore lenses), 8 - the Jalovičí vrch phyllites and the Hutná dolina phyllites, 9 - the Kojšov metapsammites, 10 - lower variegated volcanic complex, 11 - the Jedľovec phyllites, 12 - metalydites, 13 - geological boundary (a - proved, b - proposed), 14 - fault (a - proved, b - proposed, c - with stated inclination), 15 - overthrust (a - proved, b - proposed), 16 - nappe boundary, 17 - borehole (a - in map, b - in cross-sections), 18 - adit and underground borehole, 19 - exploration furrow, 20 - line of geological cross-section, A - the Jalovičí vrch lens, B - the Mníšek lens, C - the Hutná dolina lens, D - the Prakovce lens.

s tenkými vložkami siltovcových fylitov a metatufitov. Vo vrchnej časti prechádzajú do hrubolaminovaných zelených pelitických fylitov (ZFP-1) s ojedinelými vložkami diabázových a kyslých metatufitov. Fylity Jalovičieho vrchu s typovým profilom na západnom svahu rovnomenného vrchu sú prevažne siltovcové, v menšej miere pelitické, laminované chloriticko-sericitické, zelenej a sivozelenej farby. V oblasti sa vyčlenili štyri litofácie (obr. 3). Najspodnejšie sú sivé až sivozelené laminované siltovcové chloriticko-sericitické fylity (ZFS) s vložkami tmavosivých pelitických fylitov, svetlozelených stredne až hrubo laminovaných kremenitých fylitov, ktoré majú miestami charakter kyslých metatufitov. Vyššie sú zelené stredne laminované chloriticko-sericitické fylity (ZFP-2) s lokálnymi vložkami diabázových metatufitov. Treťou fáciou sú svetlejšie zelené laminované kremenité chloriticko-sericitické fylity (ZFK-2) siltovcového, miestami až psamitického charakteru. V ojedinelých tufitických laminách možno pozorovať prvé náznaky nastupujúceho kyslého vulkanizmu. Táto fácia zvyčajne tvorí bezprostredné podložie mníšanských rudonosných fylitov. Charakteristické pre tento typ fylitov sú neprevidelné šmuhy chloritu na foliačných plochách. Najvyššou lokálne vyvinutou litofáciou sú zelené pelitické laminované chloriticko-sericitické fylity (ZF-1).

Nadložie rudonosných fylitov, a najmä ich laterálne pokračovanie, tvoria horniny vrchného pestrého vulkanického komplexu. Na S od štôlne Pavol sa vyvinul súbor bázických metapyroklastík striedajúci sa so zelenými sericiticko-chloritickými fylitmi. Tie sú vystriedané troma až piatimi výlevmi bazaltov (obr. 2). Spodné a vrchné časti prúdov sú jemne až stredne kryštalické, ale podstatnú časť prúdov tvoria hrubokryštalické variety - dolerity s výrastlicami amfibolov do 1,5 cm. Medzi jednotlivými výlevmi bazaltov sú polohy ich pyroklastík, zelených (tufitických) fylitov, metakeratofýrov a ich popolových pyroklastík, zelených pelitických chloriticko-sericitických fylitov s lapilami pyroklastického materiálu. Lokálne sa vyskytujú hematitové kvarcity a fialové fylity. V najvyššej časti komplexu prevládajú bázické metapyroklastiká s polohami ignimbritického metatufu ryolitového zloženia (Kobulský a Návesňák, 1988).

Gelnický porfyroidový komplex sa začína pozvoľne nad členmi pestrého vulkanického komplexu, resp. priamo nad mníšanskými rudonosnými fylitmi. Tvoria ho svetlozelené, sivozelené až tmavozelené, prevažne hrubozrnné metapyroklastiká kyslej až intermediárnej povahy, v ktorých okrem porfyroblastov kremeňa a živcov sú lokálne aj amfiboly (oblasť Štefanovky, Grecula, 1982; Faryad, 1984). V porfyroidoch sú zriedka málo mocné polohy silicifikovaných metatufov, metatufitov, lokálne až tufitických metapsamitov. Mocnosť komplexu je v južnej časti do 60 m, severnejšie narastá na 120 m.

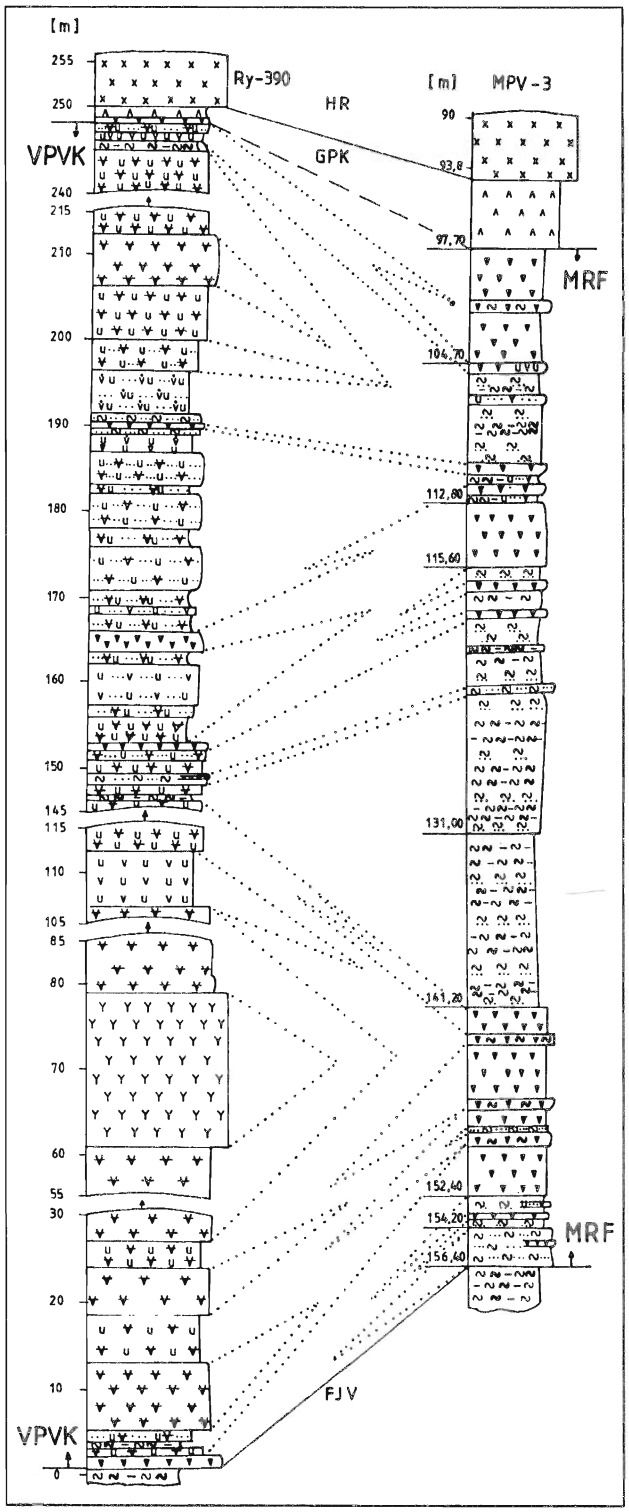
Najvyššiu časť hnileckého súvrstvia tvoria masívne svetlozelené vysoko draselné metaryolity s výraznými porfyrickými výrastlicami. V oblasti Jalovičieho vrchu sú minimálne dva mohutné výlevy metaryolitov, oddelené tenkou polohou popolového metatufu. Obidva výlevy majú rovnaký petrograficky charakter.

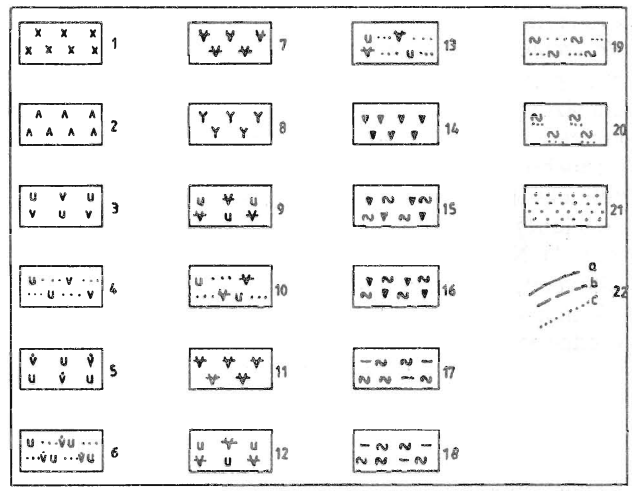
Faciálna a petrografická charakteristika hornín vrchného rudonosného horizontu a vzťah zrudnenia k nim

Rudonosný horizont pri relatívne malej mocnosti (20 - 60 m) je pestrou škálou hornín (obr. 4). Polymetalická mineralizácia sa výhradne viaže iba na niektoré fácie. Väzbu stratiformnej mineralizácie na rudonosné horizonty v Spišsko-gemerskom rudohorí opísal Grecula (1968, 1972, 1977, 1980 a 1982). Našimi prácami sme sledovali nielen detailné členenie rudonosného horizontu, ale aj vzájomné vzťahy fácií, ich stratigrafiu, priestorové rozšírenie, geochemickú charakteristiku, väzbu a paragenézu zrudnenia v nich.

V oblasti Jalovičieho vrchu vystupujú dve samostatné tektonicky zblížené rudné štruktúry v podloží synklinál kyslých vulkanitov hnileckého súvrstvia (obr. 1, 5). Je to šošovka Jalovičieho vrchu a mníšanská šošovka. V celom plošnom rozsahu synklinál sú vyvinuté len niektoré fácie rudonosného horizontu. Väčšina má iba obmedzený rozsah a reprezentuje lokálne vulkanickosedimentárne podmienky.

V rudonosnom horizonte šošovky Jalovičieho vrchu sme vyčlenili deväť vývojov (obr. 4a). Vo východnej časti šošovky sa na styku s podložnými chloriticko-sericitickými fylitmi vyvinuli (do 2 m) hrubé hnedozelenkavé stredne laminované, často budinované kremenité chloriticko-sericitické fylity (obr. 4a, kód 151) s podielom hnedastého kyslého popolového pyroklastického materiálu. Vyskytujú sa hlavne v severnom krídle synklinály. Stratigraficky vyšším, ale často prvú fáciu laterálne zastupujúcim typom sú zelenkavé až zelené silicity až jemnozrnité kvarcity (kód 152). V spodnej časti obsahujú laminy tmavší zelený a sivozelený klastický materiál prechádzajúci do hrubých lamín až tenkých dosiek metapsamitov. Vo vrchnej časti sú časté laminy hnedastého kyslého popolovitého pyroklastického materiálu, ktorý postupne nadobúda prevahu a vytvára až dm polohy. Táto fácia so slabou pyritizáciou je vyvinutá najmä v severnom ramene východnej časti šošovky, kde dosahuje mocnosť 2 - 4 m. Potom nasledujú svetlé hnedastozelenkavé kremenité chloriticko-sericitické fylity s polohami sivastozelených kvarcitov a laminami popolového pyroklastického materiálu (kód 153), na ktoré sa viaže slabá pyritizácia. Najväčšiu mocnosť 2 m dosahujú v strednej časti šošovky. Zvýšený obsah Cu a W majú svetlohnedé jemne zrnité kvarcity (kód 154), plynulo sa vyvíjajúce z predchádzajúceho typu. Vystupujú hlavne v strednej a východnej časti šošovky, kde dosahujú mocnosť okolo 2 m. Sú nositeľmi slabej pyritizácie s malým podielom chalkopyritu. Najrozšírenejším faciálnym typom, vyvinutým v celom rozsahu šošovky, sú špinavobiele, zelenkavobiele stredne až hrubo laminované silicity (kód 155). Na báze obsahujú laminky popolového pyroklastického materiálu a nepravidelné šmuhy chloritu. Mineralizáciu tvoria impregnácie pyritu, chalkopyritu a zriedka aj sfaleritu, koncentrované do vrstviček. Celková mocnosť je 8 m. Rovnaké silicity sú aj v mníšanskej, hutnodolinskej a prakovskej šošovke a v oblasti Ostrého vrchu na západnom okraji Mníška nad Hnilcom, kde sú tiež nositeľmi polymetalickej mineralí-

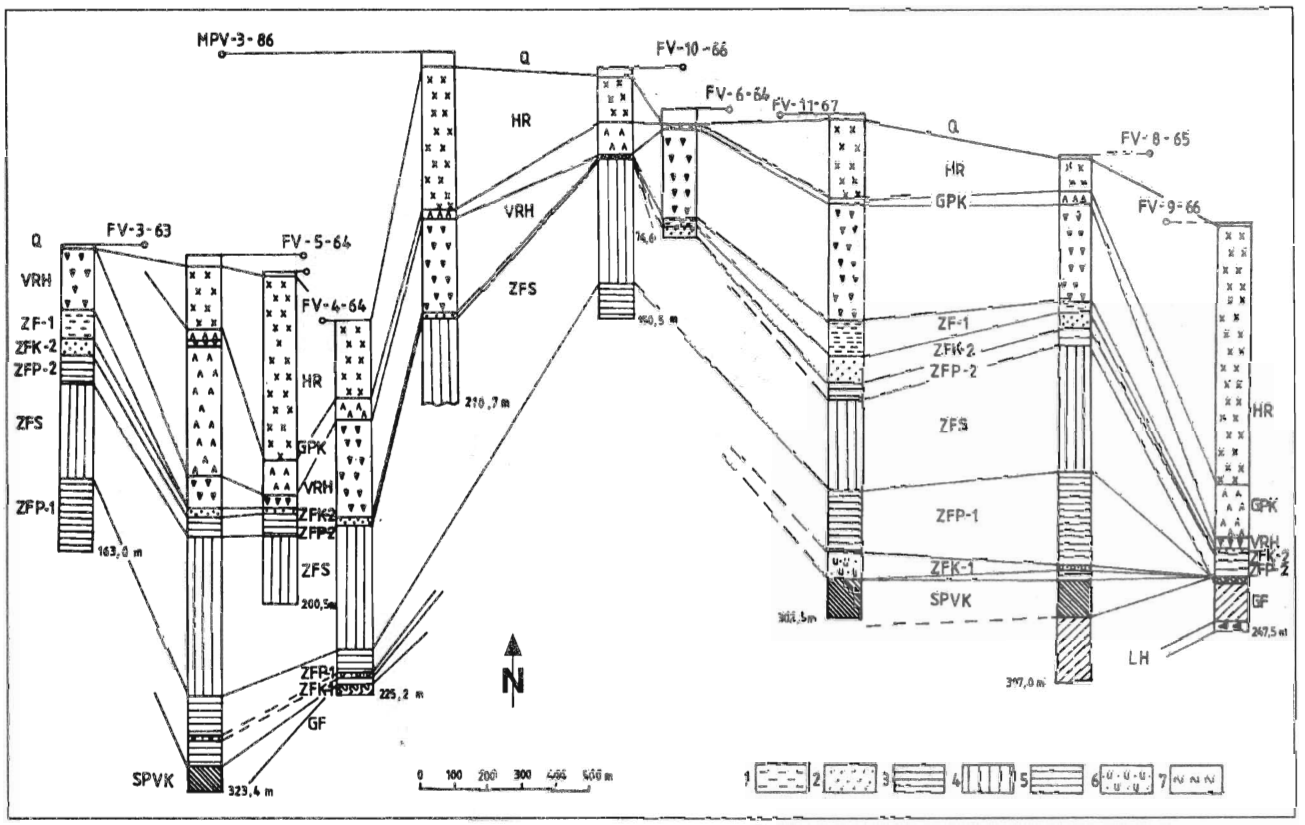




Obr. 2. Litologický profil vrchného pestrého vulkanického komplexu v ryhe 390 a mníšanských rudonosných fylitov vo vrte MPV-3. HR - helcmanovské ryolity, GPK - gelnický porfyroidový komplex, VPVK - vrchný pestrý vulkanický komplex, MRF - mníšanské rudonosné fylity, FJV - fylity Jalovičieho vrchu, 1 - metaryolit, 2 - kyslé a intermediárne metapyroklastiká, 3 - kyslý metatuf, 4 - kyslý metatufit, 5 - intermediárny metatuf, 6 - intermediárny metatufit, 7 - metadiabáz, 8 - metadiabáz - dolerit, 9 - metadiabázový tuf, 10 - metadiabázový tufit, 11 - metakeratofýr, 12 - metakeratofýrový tuf, 13 - metakeratofýrový tufit, 14 - silicit, 15 - sericitický silicit, 16 - chloritický silicit, 17 - chloritický fylit, 18 - chloriticko-sericitický fylit, 19 - kvarcit, 20 - kremenitý fylit, 21 - metapsamit, 22 - litofaciálna hranica (a - zistená, b - predpokladaná, c - pravdepodobná).

Fig. 2. Lithological profiles of the upper variegated volcanic complex in exploration furrow No. 390 and the Mníšek ore-bearing phyllites in borehole MPV-3. HR - the Helcmanovce rhyolites, GPK - the Gelnica porphyroid complex, VPVK - upper variegated volcanic complex, MRF - the Mníšek ore-bearing phyllites, FJV - the Jaloviči vrch phyllites, 1 - metarhyolite, 2 - acid and intermediate metapyroclastics, 3 - acid metatuff, 4 - acid metatuffite, 5 - intermediate metatuff, 6 - intermediate metatuffite, 7 - metadiabase, 8 - metadiabase-dolerite, 9 - metadiabase tuff, 10 - metadiabase tuffite, 11 - metakeratophyre, 12 - metakeratophyre tuff, 13 - metakeratophyre tuffite, 14 - silicite, 15 - sericitic silicite, 16 - chloritic silicite, 17 - chloritic phyllite, 18 - chloritic-sericitic phyllite, 19 - quartzite, 20 - quartzy phyllite, 21 - metapsammite, 22 - lithofacial boundary (a - proved, b - proposed, c - probable).

zácie. Platí pravidlo, že mineralizácia je spätá len s takým vývojom, v ktorom sú laminy popolového pyroklastického materiálu. Súvislé polohy bielych silicitov sú mineralizované minimálne. V rámci tejto fácie je vyčleniteľný typ s vyšším podielom jemne zrnitých kyslých pyroklastík (kód 156). Podiel pyroklastík postupne narastá a vytvára 0,5 - 1 m mocnú polohu kyslého metatufu. S nimi výrazne klesá aj obsah všetkých sledovaných prvkov. Tento vývoj je charakteristický najmä pre strednú časť šošovky. Smerom do ramien synklinály podiel pyroklastík klesá. Najbohatšia Cu a Zn mineralizácia je v navzájom sa striedajúcich tmavozelených chloritických fylitoch a chloritických silicitoch (kód 157). Fácia sa vyvinula na celej ploche šošovky, ale ako relatívne najplastickejší člen rudonosného horizontu je pod vplyvom vrásovo-prešmykovej stavby často tektonicky redukovaná. Jej mocnosť je 2 až 7 m. Zhodný litotyp s rovnakým zrudnením sa vyskytuje nielen v mníšanskej, ale aj v šošovke Hutnej doliny a v prakovskej šošovke. Chalkopyritovo-pyritovo-sfaleritové zrudnenie je vo forme hustých vtrúsenín, vrstvičiek a až desiatok centimetrov hrubých polôh liatych sírnikov. Celá mocnosť fácie je mineralizovaná, pričom na mineralizáciu sú bohatšie chloritické fylity. O niečo nižší obsah Cu, Zn a Ag, ale vyšší obsah Pb, As



Obr. 3. Litostratigrafia vrtov v území Mníšek nad Hnilcom - Prakovce. Q - kvartér, sutina. Hnilecké súvrstvie: HR - helcmanovské ryolity, GPK - gelnický porfyroidový komplex. Vrchný pestrý vulkanický komplex: VRH - vrchný rudonosný horizont (mníšanské rudonosné fylity). Smolnícke súvrstvie: fylity Jalovičieho vrchu: 1 - ZF-1 - zelené laminované pelitické fylity, 2 - ZFK-2 - svetlozelené laminované siltovcovo-psamitické kremenité fylity, 3 - ZFP-2 - zelené strednelaminované (siltovcové) fylity s ojedinelými vložkami diabázových tufitov, 4 - ZFS - sivé a sivozelené laminované siltovcové chloriticko-sericitické fylity. Hutnodolinské fylity: 5 - ZFP-1 - zelené hrubolaminované pelitické fylity s ojedinelými vložkami diabázových a kyslých tufitov, 6 - ZFK-1 - svetlozelené hrubo až tenko laminované kremenité fylity s vložkami siltovcov a tufitov, 7 - zlom. SPVK - spodný pestrý vulkanický komplex (keratofýry, keratofýrové tufy a tufity, metadiabázové tufity). Bečiarske súvrstvie: GF - grafiticko-sericitické fylity (jedľovecké fylity), LH - lyditový horizont (holecké vrstvy). Ostatné grafické vysvetlivky sú na obr. 1.

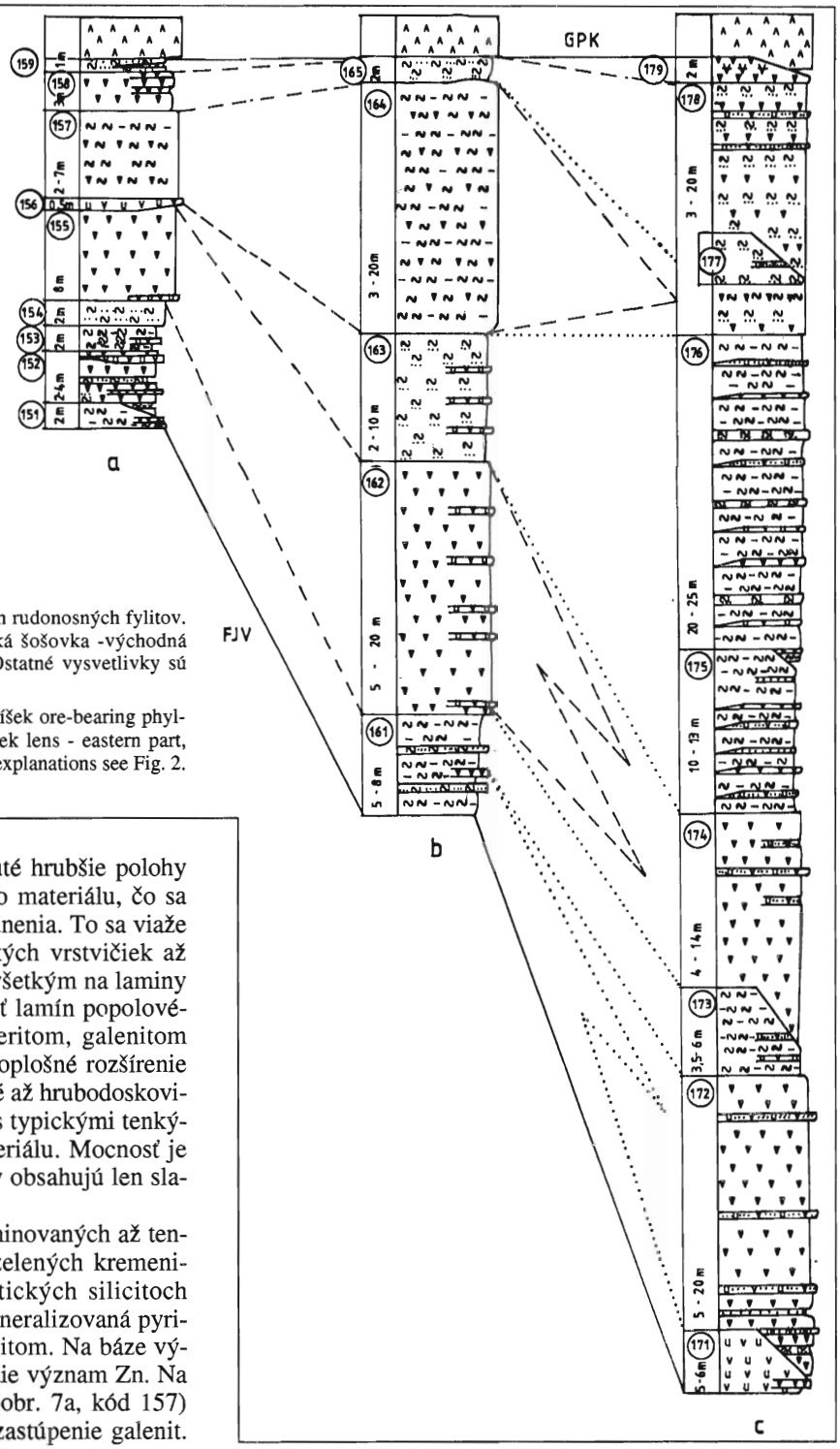
Fig. Lithostratigraphy of boreholes in the area Mníšek nad Hnilcom - Prakovce. Q - Quaternary debris. Hnilec Formation: HR - the Helcmanovce rhyolites, GPK - the Gelnica porphyroid complex. Upper variegated volcanic complex: VRH - upper ore-bearing horizon (the Mníšek ore-bearing phyllites). Smolník Formation: the Jalovičí vrch phyllites: 1 - ZF-1 - green laminated pelitic phyllites, 2 - ZFK-2 - light-green laminated siltstone-psammitic quartzy phyllites, 3 - ZFP-2 - green medium-laminated (siltstone) phyllites with rare intercalations of diabase tuffites, 4 - ZFS - grey and greygreen laminated siltstone chloritic-sericitic phyllites. The Hutná dolina phyllites: 5 - ZFP-1 - green thick-laminated pelitic phyllites with rare intercalations of diabase and acid tuffites, 6 - ZFK-1 - light-green thick to thin-laminated quartzy phyllites with intercalations of siltstones and tuffites, 7 - fault. SPVK - lower variegated volcanic complex (keratophyres, keratophyre tuffs and tuffites, metadiabase tuffs). Bečiar Formation: GF - graphitic-sericitic phyllites (the Jedľovec phyllites), LH - lydite horizon (the Holec Beds). For further explanations see Fig. 1.

a Ba majú svetlé hnedastosivé silicity (kód 158). Charakteristický je zvýšený podiel pyroklastického materiálu, ktorý smerom do nadložia narastá. Mocnosť fácie je 3 m, ale vyvinula sa len vo východnej časti šošovky. Aj keď je obsah sledovaných prvkov v kornine vysoký, mineralizácia sírnikmi je slabá. Rovnaká fácia s makroskopicky viditeľnou slabou mineralizáciou je v prakovskej šošovke a v šošovke Hutnej doliny. Na priechode do gelnického porfyroidového komplexu sú vo východnej časti šošovky vyvinuté málo mocné kyslé popolové metapyroklastiká a kvarcity (kód 159) bez mineralizácie.

Faciálny vývoj hornín vrchného rudonosného horizontu mníšanskej šošovky nie je jednotný. Možno ho rozdeliť na dve časti, a to od Hutnej doliny po centrálny prekop štôlne Pavol a na ohlasť na Z od centrálneho prekopu (obr. 6). Prvá má 5 a druhá 9 dobre vyčleniteľných fácií (obr. 4b, c), ale z nich iba niektoré sú vyvinuté v celom rozsahu západnej časti šošovky.

Najspodnejším a na celej ploche rozšíreným členom rudonosného horizontu východnej časti mníšanskej šošovky sú sivozelené kremenité hrubolaminované chloriticko-sericitické fylity s laminami silicitov až polohami jemnozrnných kvarcitov (obr. 4b, kód 161). Mocnosť sa pohybuje od 5 po 8 m. Pozorovateľná je iba slabá pyritizácia.

Nositelom polymetalickej stratiformnej mineralizácie sú špinavobiele, zelenkavobiele stredne až hrubo laminované silicity s laminami svetlohnedastého popolového materiálu ryolitového zloženia (kód 162). Fácia s mocnosťou 5 až 20 m je rozšírená na celej ploche a je ekvivalentom fácie s kódom 155 šošovky Jalovičieho vrchu. Na



Obr. 4. Litostratigrafická schéma mníšanských rudonosných fylitov. a - šošovka Jalovičieho vrchu, b - mníšanská šošovka -východná časť, c - mníšanská šošovka-západná časť. Ostatné vysvetlivky sú na obr. 2.

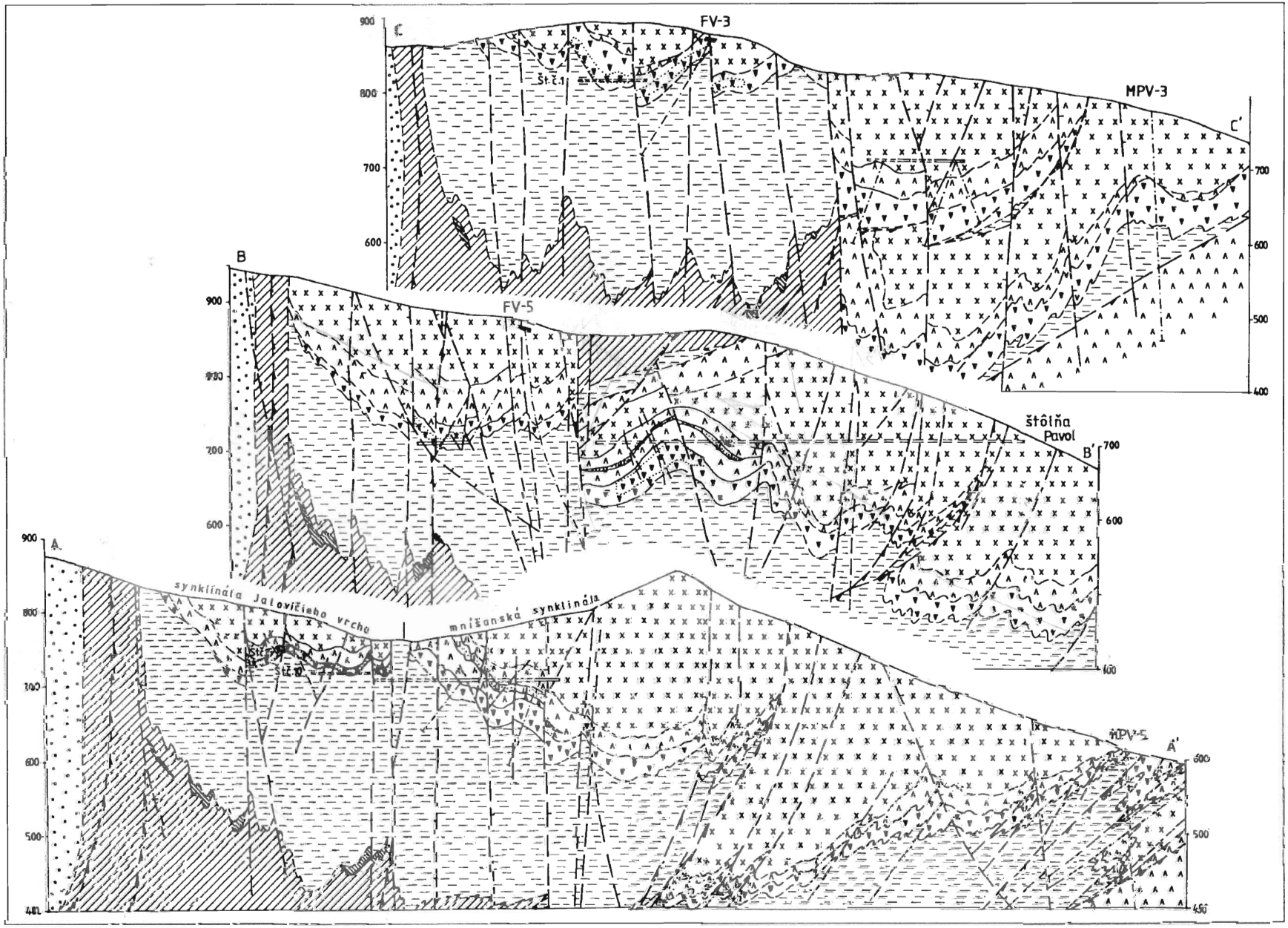
Fig. 4. Lithostratigraphical scheme of the Mníšek ore-bearing phyllites. a - the Jalovičí vrch lens, b - the Mníšek lens - eastern part, c - the Mníšek lens - western part. For further explanations see Fig. 2.

rozdiel od nej sú len zriedkavo vyvinuté hrubšie polohy bielych silicitov bez lamín popolového materiálu, čo sa prejavuje prítomnosťou bohatšieho zrudnenia. To sa viaže vo forme impregnácií, vtrúsenín, tenkých vrstvičiek až hrubších polôh liatych sírnikov, predovšetkým na laminy silicitov, ale podmienkou je prítomnosť lamín popolového materiálu. Prevláda pyrit nad sfaleritom, galenitom a malé zastúpenie má chalkopyrit. Celoplošné rozšírenie majú aj svetlozelené stredne laminované až hrubodoskovité tufitické kremenité fylity (kód 163) s typickými tenkými laminami kyslého popolového materiálu. Mocnosť je premenlivá od 2 do 10 a viac m. Fylity obsahujú len slabú pyritizáciu.

Najbohatšie zrudnenie je v hrubo laminovaných až tenkodoskovitých tmavozelených a sivozelených kremenitých chloritických fylitoch až chloritických silicitoch (obr. 4b, 7b, kód 164). Celá fácia je mineralizovaná pyritom, chalkopyritom, sfaleritom a galenitom. Na báze výrazne prevláda Cu a smerom nahor rastie význam Zn. Na rozdiel od zhodného faciálneho typu (obr. 7a, kód 157) šošovky Jalovičieho vrchu má vyššie zastúpenie galenit. Textúrne znaky zrudnenia sú zhodné, aj keď polohy „liatych" rúd sa nevyskytujú. Priemerná pravá mocnosť ekonomicky zaujímavejšieho zrudnenia je 3,65 m, pričom v najzápadnejšej časti sú až tri nad sebou ležiace polohy s celkovou pravou mocnosťou 9,16 m. Vzhľadom na relatívne vyššiu plasticitu fácie sú v prešmykovovrásovej stavbe chloritické fylity často redukované. Najvrchnejším faciálnym členom sú svetlé žltkastozelené hrubolaminované kremenité fylity až jemnozrnné kvarcity (kód 165) s maximálnou mocnosťou 2 m a celoplošným rozšírením.

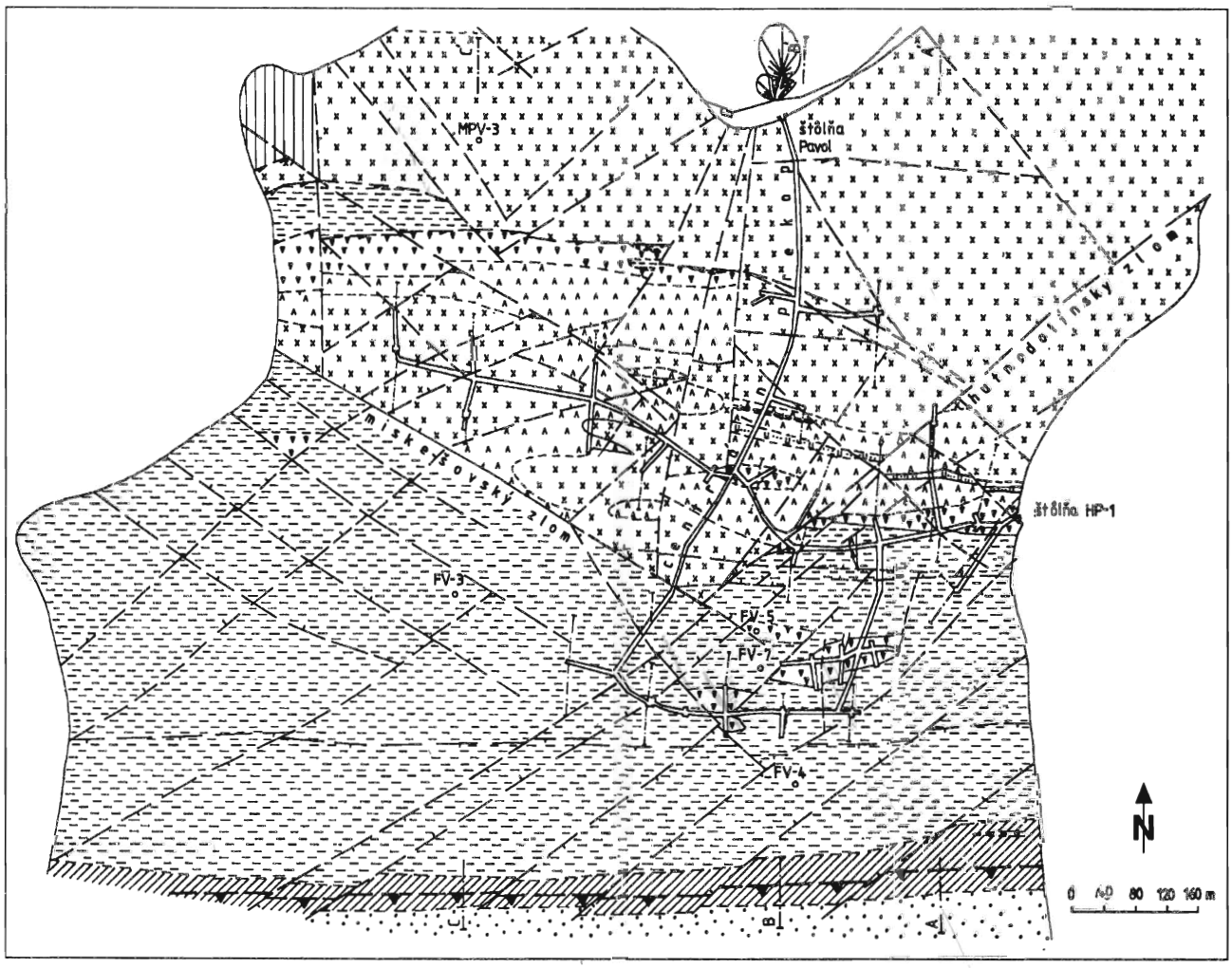
Západná časť vrchného rudonosného horizontu mníšanskej šošovky má špecifický vývoj a fácie z východnej časti v nej pokračujú len v náznakoch.

Najspodnejším, ale iba lokálne vyvinutým litotypom sú svetlohnedé až žltkasté metatufy (obr. 4c, kód 171).



Obr. 5. Geologické rezy v oblasti Jalovičieho vrchu (Kobulský a Návesňák, 1988). Vysvetlivky sú na obr. 1.

Fig. 5. Geological cross-sections from the area of Jaloviči vrch (Kobulský and Návesňák, 1988). For explanations see Fig. 1.



Obr. 6. Geologická mapa v úrovni štôlne Pavol a HP-1 (Kobulský a Návesňák, 1988). Vysvetlivky sú na obr. 1.

Fig. 6. Geological map in the level of the Pavol adit and HP-1 (Kobulský and Návesňák, 1988). For explanations see Fig. 1.

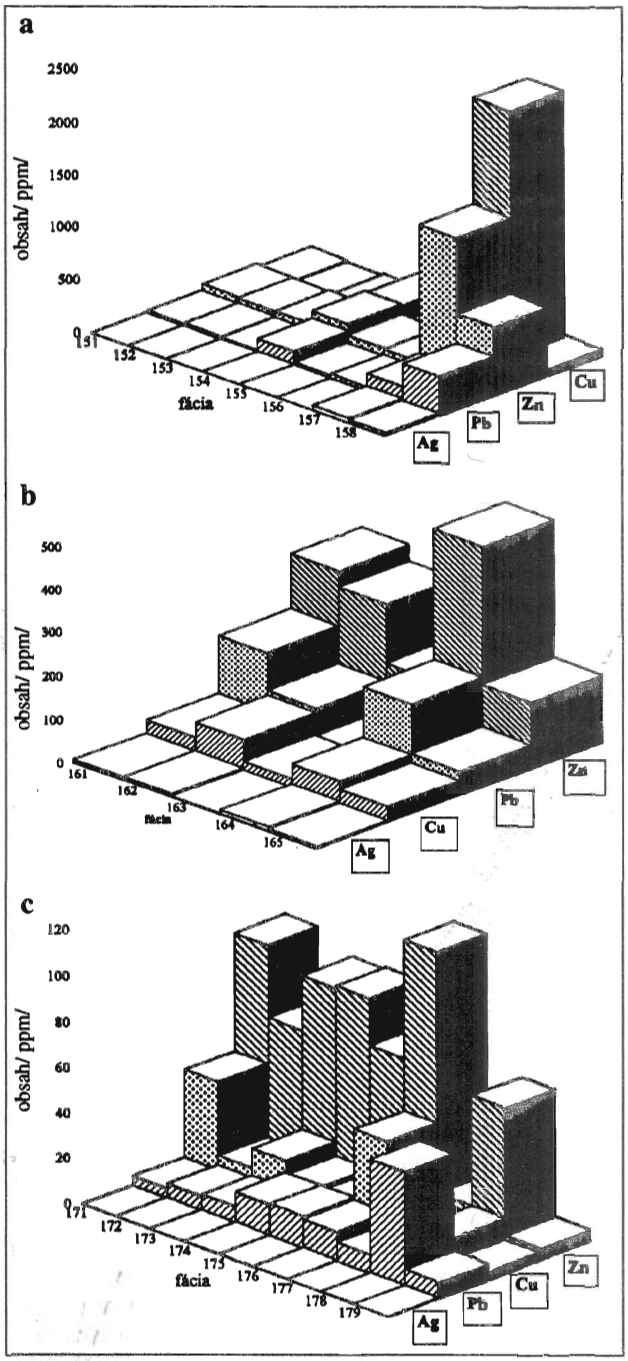
Na báze majú ojedinele nevýrazné laminky zelenkastých silicitov. Mocnosť fácie je maximálne 5 - 6 m, ale do strán vykliňuje.

Vyššou fáciou sú svetlozelené, žltozelené, príp. až biele silicity (kód 172). Kontrastná až nevýrazná laminácia je stredná až hrubá, s prechodom do sericitických silicitov, príp. silicitov s tenkými šmuhami chloritu. Prevažne v spodnej, v menšej miere vo vrchnej časti tejto fácie sú ojedinele vložky žltozelených metatufitov, sivých a zelenkavosivých metaaleuritov a jemnozrnných kremenitých metapsamitov. Na V a JZ západného úseku mníšanskej šošovky sú v spodnej časti fácie časté sivozelené, zelené až olivovozelené kremenité fylity s vložkami hrubolaminovaných až tenkodoskovitých silicitov. Mocnosť fácie sa pohybuje od 5 do 20 m.

Nad fáciou silicitov sú peliticko-aleuritické chloriticko-sericitické fylity (kód 173) zelenosivej, miestami až sivej farby. Sú nevýrazne tenko až stredne laminované. V spodnej časti fácie majú zriedka prímes žltkastého popolového až tufitického materiálu. Fácia nie je rozšírená na celej ploche, je iba na južnom okraji strednej a západnej časti opisovaného úseku mníšanskej šošovky. Jej mocnosť je od 3,5 do 6 m.

Stratigraficky vyššou fáciou sú opäť svetlozelené zelenkavosivé, zelenkavobiele až biele silicity, lokálne sericitické silicity (kód 174). Sú prevažne stredne až hrubo laminované a smerom do nadložia prechádzajú do tenko až nevýrazne laminovaných variet. Tenké vložky a laminy žltkastých metatufitov sa zriedka vyskytujú vo vyšších častiach fácie. Tenké žilky a šmuhy chloritu sú ojedinele v južnej časti fácie v prostredí sericitických silicitov. Maximálnu mocnosť (14 m) má fácia na J a v strede západnej časti mníšanskej šošovky, do strán sa stenčuje na 4 m, príp. až vykliňuje.

Vyšším faciálnym členom sú zelenkavé až zelené chloriticko-sericitické fylity. Laminácia je prevažne nevýrazná, s tenkými vložkami až laminami metaaleuritov, metapsamitov, metatufitov a silicitov (kód 175). Mocnosť fácie je 13 m a v typickom vývoji je na V západnej časti mníšanskej šošovky. Smerom na Z postupne prechádza do nevýraznej spodnej časti nasledujúcej fácie.



Obr. 7. Stĺpcový diagram distribúcie Cu, Pb, Zn a Ag v jednotlivých vývojoch hornín mníšanských rudonosných fylitov (litogeochémia, geometrický priemer). a - šošovka Jalovičieho vrchu, b - mníšanská šošovka-východná časť, c - mníšanská šošovka-západná časť.

Fig. 7. Column diagram of the Cu, Pb, Zn and Ag distribution in individual rock developments of the Mníšek ore-bearing phyllites (lithogeochemistry, geometric mean). a - the Jalovičí vrch lens, b - the Mníšek lens - eastern part, c - the Mníšek lens - western part.

Najrozšírenejšou fáciou sú zelené, svetlosivozelené až žltkastozelené prevažne pelitické až peliticko-aleuritické chloriticko-sericitické fylity (kód 176). Prevláda nevýrazná tenká laminácia, resp. fylity nie sú laminované. Iba vo východnej časti dominuje stredná až hrubá laminácia s vložkami jemnozrnných kremenitých fylitov a s tenkými polohami silicitov, popolových metatufov a metatufitov. Priemerná mocnosť fácie je 20 - 25 m, lokálne až 50 m.

Kremenité hrubolaminované fylity (kód 177) zelenej farby sú len vo východnej časti šošovky. Na zriedkavé laminy hnedastých metatufitov sa viaže pyrit a pyrotínové vrstvičky s malým podielom sfaleritu. Mocnosť fácie je do 4 m a do strán rýchlo vykliňuje.

Vo východnej časti šošovky sú hrubolaminované až tenkodoskovité, v menšej miere nevýrazne stredne laminované sivastobiele, zelenkavobiele až biele silicity (kód 178). Časté sú vložky kremenitých fylitov. Vo vrchnej časti fácie je lokálne vyvinutá vložka chloritických silicitov. Mocnosť fácie je od 3 do 20 m. Miestami ju zastupuje predchádzajúca fácia, do ktorej prstovite prechádza. Fácia silicitov a kremenitých fylitov je litologickým a stratigrafickým ekvivalentom fácií 165 vo východnej časti mníšanskej šošovky a fácií 158 šošovky Jalovičieho vrchu. Vo všetkých prípadoch tieto fácie tvoria najvyššiu časť rudonosného horizontu, ktorý pozvoľne, ale rýchlo prechádza do gelnického porfyroidového komplexu. V západnej a jz. časti ostrý prechod rudonosných fylitov do vyššieho súvrstvia je už nad fáciou chloriticko-sericitických fylitov (kód 176).

Iba na sz. okraji opisovanej časti mníšanskej šošovky sú prechodnou fáciou hrubolaminované silicity s prímesou až vložkami keratofýrových metapyroklastík a metakeratofýrov (kód 179). Mocnosť je iba 2 m. Oproti predchádzajúcim šošovkám úplne chýbajú špinavobiele silicity (155, 162), ako aj chloritické silicity a fylity (157 a 164), ktoré boli nositeľmi hlavnej mineralizácie vo východnej časti mníšanskej šošovky a v šošovke Jalovičieho vrchu. Celkový obsah všetkých hlavných sledovaných prvkov v horninách vrchného rudonosného horizontu západnej časti mníšanskej šošovky je výrazne nižší (obr. 7c). Mineralizáciu tvorí prevažne jemná pyritizácia viažuca sa na laminy popolového pyroklastického materiálu. Bohatšie zrudnenie je iba v najzápadnejšej časti šošovky, kde polymetalická mineralizácia vytvára tri nad sebou ležiace polohy v celkovej pravej mocnosti 3,64 m.

Faciálna analýza hornín vrchného rudonosného horizontu preukázala úzku spätosť polymetalického stratiformného zrudnenia iba s istými fáciami. Malá mocnosť rudonosného horizontu, rýchle, prevažne ostré zmeny fácií a existencia len niekoľkých typov vyskytujúcich sa celoplošne v obidvoch šošovkách svedčí o dynamických a rýchlo sa meniacich podmienkach v pôvodnom sedimentačnom bazéne, resp. v jeho častiach. Uplatnil sa rad lokálnych vplyvov s odlišným sedimentačným režimom a charakterom znosového materiálu. Ten pochádza z troch základných zdrojov, a to z klastického materiálu, z kyslých a bázických, prevažne popolových pyroklastík a z produktov plynno-hydrotermálnej vulkanickej aktivity.

Horniny rudonosného horizontu v mníšanskom príkrove sa sústreďujú do úzkych pruhov širokých niekoľko sto metrov a dlhých prvé desiatky kilometrov. Prítomnosť mineralizácie je podmienená blízkosťou centier vulkanic-

kej hydrotermálnoexhalačnej aktivity. Najbohatšie zrudnenie je v chloritických silicitoch a fylitoch, ktoré sa nachádzajú v bimodálnej diabázovo-keratofýrovej formácii. Na druhej strane faciálna analýza ukázala, že podmienkou vzniku bohatšieho zrudnenia je rytmická sedimentácia v pretiahnutých depresiách v blízkosti centier vulkanickej aktivity. Líniový charakter distribúcie centier a povaha vulkanickej aktivity poukazujú na ich väzbu so zlomami transkrustálneho dosahu, resp. v prípade rudonosného horizontu na depresie viažuce sa na blízke paralelné zlomy. V takýchto bazénoch mohla prebiehať rytmická sedimentácia s prínosom fluid obsahujúcich kovy.

Pozícia zrudnenia v tektonickej stavbe

Tektonická stavba územia je vrásovoprešmyková. Skúmané územie je súčasťou mníšanského príkrovu. Z J sa stýka s prakovským a zo S v údolí Hnilca s kojšovským príkrovom. Tektonický štýl tejto časti Spišsko-gemerského rudohoria udávajú zakorenené široké, strmé až izoklinálne synklinály porfyroidov a ryolitov na báze s polohami mníšanských rudonosných fylitov. Iba v oblasti Jalovičieho vrchu sa uplatnil diapírový štýl vrásnenia (obr. 1, 5) na styku dvoch synklinál (Grecula, 1982; Kobulský a Návesňák, 1988).

Územie výrazne postihli mladé zlomy (Kobulský a Návesňák, 1988). Z regionálnych zlomov je najvýznamnejšia transgemerická strižná zóna prebiehajúca údolím Hnilca, tinesovský, zlatodolinský a smolnícky zlom (v zmysle Greculu, 1982). Na geologickej povrchovej mape a v banských dielach (obr. 1, 6) sa výraznejšie prejavili miskešovský zlom smeru SZ-JV a hutnodolinský zlom smeru SV-JZ. Ďalšie zlomy smeru S-J, V-Z, SZ-JV a SV-JZ majú menší význam a spôsobili rozblokovanie územia na sústavu menších makroblokov a mezoblokov.

V celom území sa zachovali štyri synklinály porfyroidov a ryolitov s horninami vrchného rudonosného horizontu v podloží (obr. 1, 5). Oddeľujú ich pruhy antiklinál. Najjužnejšie sa v oblasti rovnomennej kóty nachádza synklinála Jalovičieho vrchu (v podloží so šošovkou Jalovičieho vrchu), ktorej východné pokračovanie naznačujú denudačné zvyšky gelnického porfyroidového komplexu a mníšanských rudonosných fylitov. Severnejšie sú dve na seba prešmyknuté syklinály. Južnejšiu zastupuje mníšanská šošovka s východným pokračovaním v šošovke Hutnej doliny a v prakovskej šošovke. Západné pokračovanie je evidentné na severnom svahu Ostrého vrchu pri Mníšku nad Hnilcom. Severnejšia podložná synklinála sa zistila v podloží mníšanskej a jej východným pokračovaním sú denudačné zvyšky gelnického porfyroidového komplexu a mníšanských rudonosných fylitov v oblasti Štefanovky. Najsevernejšia synklinála je na južnom okraji Helcmanoviec a v jej podloží, v horninách rudonosného horizontu je iba slabá pyritová mineralizácia, resp. polohy hematitových kvarcitov. V sledovanej oblasti mníšanského príkrovu je vývoj štyroch synklinál hornín hnileckého súvrstvia najkompletnejší. Smerom na Z a V možno pod vplyvom silnejšej komprimácie - zúženia príkrovu a hlbšieho erozívneho zrezu sledovať len denudačné zvyšky synklinál.

Štruktúrna analýza oblasti Jalovičieho vrchu

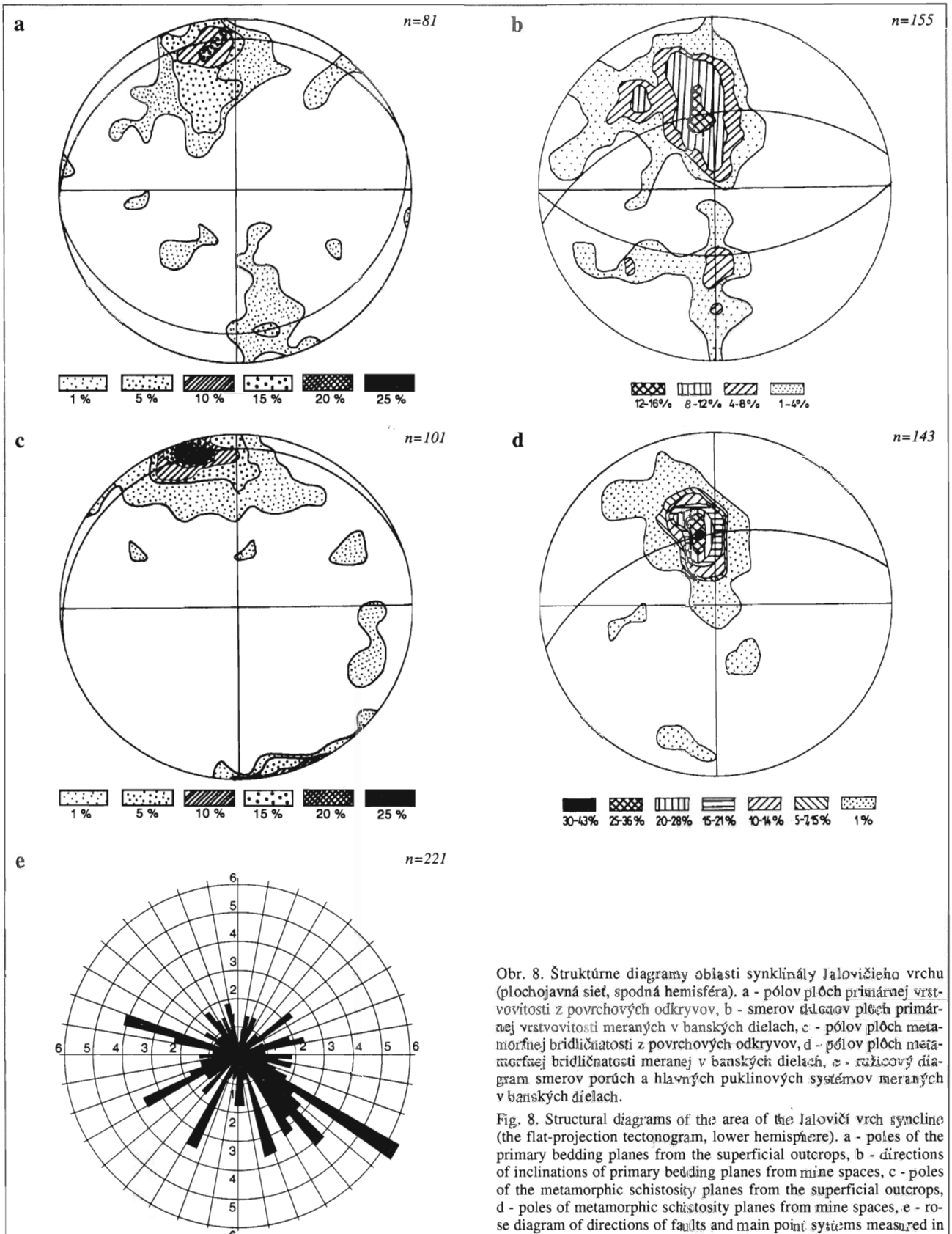
Predmetom nášho záujmu boli plochy primárnej vrstvovitosti, metamorfnej bridličnatosti, kliváže, puklín a b osí vrás. Použili sme aj dostupné údaje zo starších zmáhacích prác a z geologického mapovania v oblasti (Grecula a Grosz, 1968). Samostatne sme zhodnotili merania v banských prácach a porovnali sme ich s údajmi na povrchu. To nám umožnilo sledovať zmeny parametrov meraných prvkov v rozličnej výškovej úrovni a vylúčiť nežiaduce javy, ako je hákovanie vrstiev, sklzy blokov a pod.

Synklinála Jalovičieho vrchu

Plochy primárnej vrstvovitosti synklinály Jalovičieho vrchu tvoria dve výrazné maximá tak pre merania na povrchu, ako aj v podzemí (obr. 8a, b). Severné rameno synklinály reprezentujú maximá smerov sklonu a sklonu hodnôt 180°/55° (podzemie) a 170°/77° (povrch). Južné rameno má priemernú hodnotu 350°/50° a 348°/74°. Ako vidieť z uvedených hodnôt, medzi meraniami v podzemí a na povrchu nie sú výrazné rozdiely. Približne 20° rozdiely v sklone odrážajú výškovú úroveň, v ktorej sme vrstvovitosť merali. Kým na povrchu sme sa pohybovali v strmých ramenách otvorenej stojatej vrásy, banské práce presekávali synklinálu Jalovičieho vrchu o cca 150 m nižšie v úrovni bližšie k plytšej zámkovej časti synklinály. Generálny sklon synklinály odvodený z geologickej mapy je 7° na V. Priame merania b osí vrás na povrchu a v podzemí poukazujú na ich reálny mierny sklon na Z. Potvrdili to aj vypočítané b osí vrás z kontúrových diagramov, ktoré majú hodnoty 85°/8° na Z (podzemie) a 75°/0° (povrch). Zdanlivý sklon b osi synklinály na V spôsobila bloková stavba s postupným poklesom východnejších segmentov synklinály na mladých zlomoch.

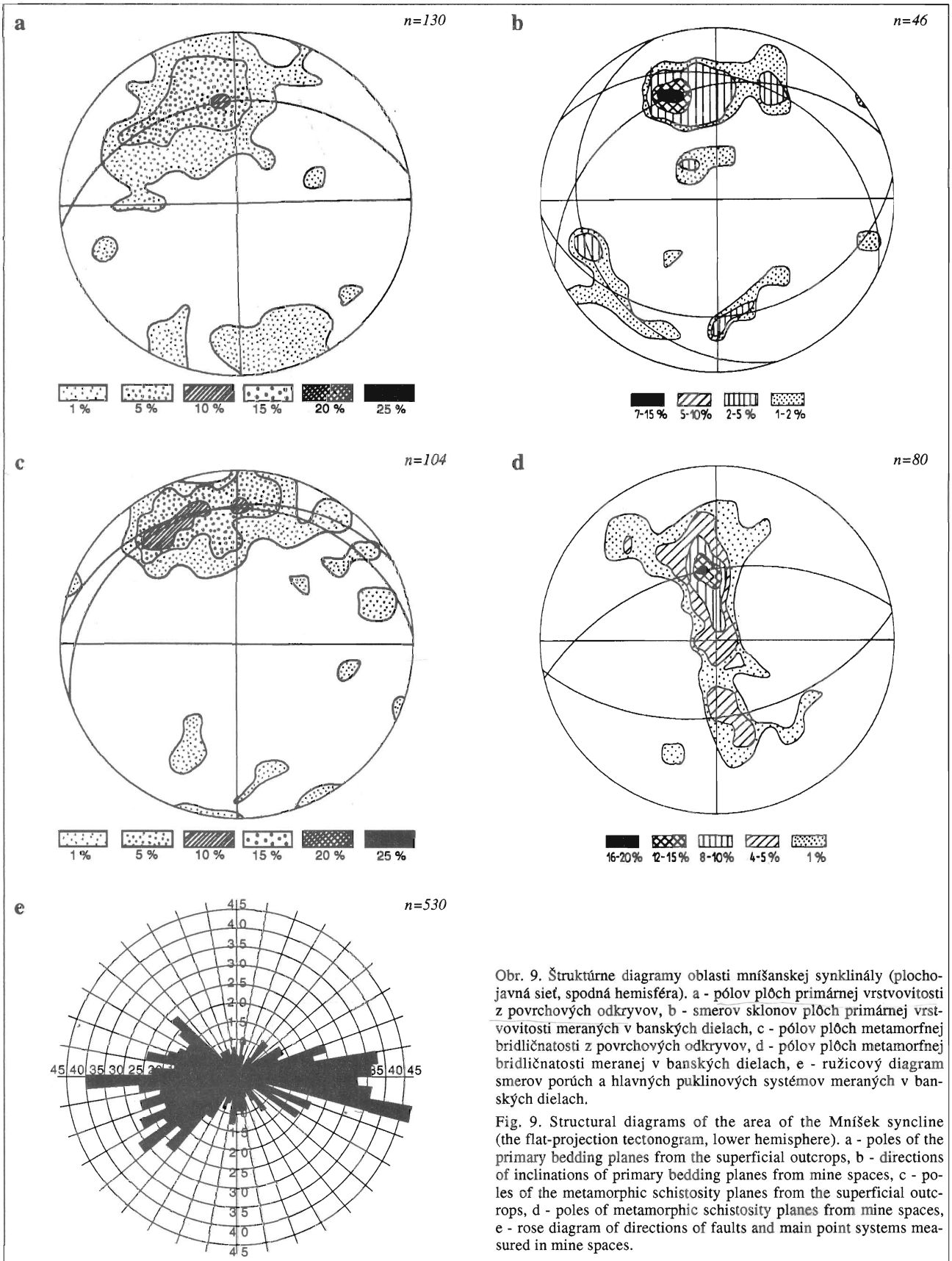
Plochy bridličnatosti tvoria výrazné maximum 164°/81° na povrchu a 167°/61° v podzemí (obr. 8c, d). Opäť je viditelné zostrmovanie plôch bridličnatosti smerom nahor, čo súvisí s pozíciou meraní v strmších výstupných častiach mníšanského príkrovu. Z porovnania plôch vrstvovitosti a bridličnatosti vyplýva, že kým v severnom ramene synklinály Jalovičieho vrchu sú takmer smerovo a sklonovo orientované súhlasne, v zámkových častiach a v južnom ramene bridličnatosť seká plochy vrstvovitosti. Vznik plôch bridličnatosti geneticky spájame s metamorfnými procesmi a so vznikom prešmykovovrásovej stavby.

Formou ružicových diagramov (obr. 8e) sa spracovali údaje o všetkých zlomoch a puklinových systémoch v banských dielach. Dominantným smerom porúch je SZ-JV, pričom prevláda sklon na SV. Je to výsledok aktivity na miskešovskom zlomovom systéme. O niečo menej výrazné je zastúpenie smeru SV-JZ s prevládajúcim strmým sklonom na JV (smer hutnodolinského zlomu). Menší podiel sklonu smeru S-J a V-Z je daný pozíciou banských prác uprostred relatívne homogénneho bloku. Z analýzy vzájomných vzťahov zlomov vyplýva, že zlomy smeru V-Z sú najstaršie a sú prejavom krehkej tektoniky spätej hlavne s extenzným režimom bezprostredne



Obr. 8. Štruktúrne diagramy oblasti synklinály Jalovičieho vrchu (plochojavná sieť, spodná hemisféra). a - pólov plôch primárnej vrstvovitosti z povrchových odkryvov, b - smerov sklonov plôch primárnej vrstvovitosti meraných v banských dielach, c - pólov plôch metamorfnej bridličnatosti z povrchových odkryvov, d - pólov plôch metamorfnej bridličnatosti meranej v banských dielach, e - ružicový diagram smerov porúch a hlavných puklinových systémov meraných v banských dielach.

Fig. 8. Structural diagrams of the area of the Jalovičí vrch syncline (the flat-projection tectonogram, lower hemisphere). a - poles of the primary bedding planes from the superficial outcrops, b - directions of inclinations of primary bedding planes from mine spaces, c - poles of the metamorphic schistosity planes from the superficial outcrops, d - poles of metamorphic schistosity planes from mine spaces, e - rose diagram of directions of faults and main point systems measured in mine spaces.



Obr. 9. Štruktúrne diagramy oblasti mníšanskej synklinály (plochojavná sieť, spodná hemisféra). a - pólov plôch primárnej vrstvovitosti z povrchových odkryvov, b - smerov sklonov plôch primárnej vrstvovitosti meraných v banských dielach, c - pólov plôch metamorfnej bridličnatosti z povrchových odkryvov, d - pólov plôch metamorfnej bridličnatosti meranej v banských dielach, e - ružicový diagram smerov porúch a hlavných puklinových systémov meraných v banských dielach.

Fig. 9. Structural diagrams of the area of the Mníšek syncline (the flat-projection tectonogram, lower hemisphere). a - poles of the primary bedding planes from the superficial outcrops, b - directions of inclinations of primary bedding planes from mine spaces, c - poles of the metamorphic schistosity planes from the superficial outcrops, d - poles of metamorphic schistosity planes from mine spaces, e - rose diagram of directions of faults and main point systems measured in mine spaces.

nasledujúcom po severojužnej kompresii, ktorá spôsobila vznik prešmykovovrásovej stavby. So zlomami smeru SZ-JV a SV-JZ sa stretávame len v bezprostrednom okolí ich hlavných reprezentantov, miskešovského a hutnodolinského zlomu. Sú strmé, so sklonom na obidve strany a predstavujú sústavu komplementárnych zlomov.

Mníšanská synklinála

Plochy vrstvovitosti merané na povrchových odkryvoch vytvárajú dve maximá (obr. 9a). Hlavné, s hodnotou smeru sklonu a sklonu 172°/52°, predstavuje severné rameno synklinály, zvýraznené prešmykovou stavbou mníšanskej a podmníšanskej šupiny. Južné rameno silno deštruovala spomenutá prešmyková stavba a prejavilo sa len nevýrazným maximom hodnoty 350°/75°. Kontúrový diagram meraní vrstvovitosti v podzemí (obr. 9b) ukazuje podstatne zložitejšiu situáciu, ktorú spôsobila pozícia meraní v blízkosti zámkových častí synklinály so zložitejšou vnútornou stavbou, ako je to v ramenách. Banské práce boli situované najmä v južnom ramene synklinály, čo sa prejavilo výrazným maximom hodnôt 337°/35°. Maximá s hodnotou 323°/67° a 173°/28° reprezentujú technickými prácami overenú malú čiastkovú antiklinálu v zámkovej časti syklinály a zostrmenie južného ramena synklinály. Konštruovaná b os antiklinálky má hodnotu smeru a sklonu 76°/6° na Z, čo potvrdili aj priame merania s ňou spätých b osí malých vrás s hodnotou 46°/16° na Z, 72°/32° na Z a 80°/7° na Z. Prítomnosť dvoch maxím s hodnotou 250°/19° a 26°/28° svedčí o zložitom tektonickom režime, ktorý spôsobil nasledujúcu deformáciu hlavne zámkových častí synklinály v inom napäťovom poli.

Plochy bridličnatosti na povrchu aj v podzemí sú v pomernej zhode (obr. 9c, d). V podzemí sa zreteľnejšie dali identifikovať odlišné foliačné plochy S_3 s hodnotou okolo 347°/53°. Foliáciu S_3 spájame s extenzným režimom po uvoľnení hlavného severojužného kompresného napätia. Výsledky štruktúrnych meraní v synklinále Jalovičieho vrchu a v mníšanskej synklinále sú takmer zhodné, ale pri druhej sa v štruktúrnych meraniach prejavila jej zložitejšia vnútorná prešmyková stavba a čiastočná redukcia južného ramena.

Merania zlomov a výrazných puklín dokumentovali ich úzku spätosť so smerom hlavných zlomov (obr. 9e). Výrazne dominujúci smer V-Z so strmým sklonom (65 - 85°) na J aj S sa vyskytuje takmer rovnomerne v celej oblasti. Smer SV-JZ (hutnodolinský zlom) so sklonom na JV sa zistil najmä vo východnej časti synklinály, ale aj tam sú zlomy ďalších smerov, ktorých vzájomné vzťahy sú ťažko identifikovateľné. Často ide o kombináciu komplementárnych zlomov, na ktorých sa kompenzovalo napätie. Poruchy smeru SZ-JV majú prevládajúci sklon na JZ. V malej miere sa prejavil severojužný zlomový systém.

Vzťah zrudnenia k sledovaným štruktúrnym prvkom

Vrstvičky, vrstvy až polohy „liatych" polymetalických rúd sú súhlasné s plochami vrstvovitosti okolitých hornín. Spolu s nimi podľahli prešmykovovrásovej stavbe. Priamo na mineralizovaných laminách, ako aj rudných telesách sú pozorovateľné vrásy a vrásové prešmyky. Bridličnatosť, kliváž, pukliny a zlomy deštruujú rudné vrstvičky aj telesá. Najsúvislejšie rudné telesá sa zachovali v zámkových častiach synklinál. V ramenách, najmä s vrásovými prešmykmi, sú spolu s okolitými horninami deštruované. Zlomy všetkých smerov sú mladšie ako zrudnenie a spôsobili jeho segmentáciu. Poznanie týchto zákonitostí má význam pri vyhľadávaní tohto typu zrudnenia.

Charakteristika stratiformného zrudnenia

Polymetalická stratiformná mineralizácia v širšom okolí Jalovičieho vrchu sa vyskytuje v štyroch šošovkách, a to Jalovičieho vrchu, mníšanskej, Hutnej doliny a v prakovskej. Mineralizované polohy majú výrazne pretiahnutý tvar a zaberajú 10 - 30 % z celkovej plochy rudonosného horizontu pod synklinálami vulkanogénnych hornín hnileckého súvrstvia. Smer priebehu šošoviek je V - Z a sú konformné s priebehom vrstvovitosti a spolu s hostiacimi horninami podľahli prešmykovovrásovej stavbe. Zrudnenie sa viaže iba na niektoré členy vrchného rudonosného horizontu. Rudné telesá majú svoju vnútornú zonalitu (Kobulský a Návesňák, 1988). Centrálne časti rudných telies sú z liatych (prvé metre hrubých) polôh masívnych rúd, ktoré prechádzajú do polôh, vrstiev, vrstvičiek a lamín. Jemné pyritové impregnácie vytvárajú vonkajšiu aureolu rudných telies. Vo vertikálnom smere sú zmeny najvýraznejšie. Najspodnejšia časť je pyritovo-barytová a prechádza do pyritovej a pyritovo-chalkopyritovej zóny. V najvrchnejšej časti je vyvinutá pyritovo-sfaleritovo-galenitová (± chalkopyritová) zóna. V horizontálnom smere sa centrálna pyritová zóna so sfaleritom, galenitom a chalkopyritom mení na pyritovo-chalkopyritovú. Externá zóna je pyritovo-barytová.

Veľmi výrazné zmeny v minerálnej asociácii sa zaznamenali vo vertikálnom smere aj v rámci rudných rytmov, ktoré sa vyznačujú gradáciou a zvrstvením. V spodnej časti rytmu je pyritovo-arzenopyritová asociácia, ktorá prechádza nahor do pyritovo-chalkopyritovej, pyritovo-chalkopyritovo-sfaleritovej a sfaleritovo-galenitovo-pyritovej. Ide o priamu vertikálnu zonálnosť regresívneho radu charakteristickú pre konkordantné polohy (Grecula et al., 1995; Hurný, 1980).

Zmena minerálnej asociácie je spätá so zmenou fácie hostiteľských hornín. Je odrazom zmien vulkanicko-sedimentárno-hydrotermálnych podmienok v sedimentačnom bazéne. Významnejšia akumulácia úžitkových minerálov vo forme polôh, vrstiev a vrstvičiek býva len v prípade rytmickej sedimentácie rudonosných fácií. Rýchle zmeny fácií a nepokojný sedimentačný režim prítomnosť bohatšieho zrudnenia vylučujú.

Výsledky litogeochemického výskumu (Radvanec in Kobulský a Návesňák, 1988) ukázali, že sa šošovka Jalovičieho vrchu geochemickou zonálnosťou od mníšanskej odlišuje. V mníšanskej šošovke miesta najbližšie k výlevu fluid indikuje Fe, Ca, Sr a Cu aureola a v šošovke Jalovičieho vrchu Fe, ± Cu, ± W, ± B. Susednú, prechod-

nú časť v šošovke Jalovičieho vrchu indikuje Fe, Cu, Zn, Pb, Rb, As, Co, ± Ag aureola a v mníšanskej šošovke Fe, Zn, Pb, Ni, As, Ag, Co, W, ± Sn aureola. Externá časť mineralizácie sa vyvinula len v mníšanskej šošovke a indikuje ju nevýrazná Ga a ± Cr aureola. V šošovke Jalovičieho vrchu nie je (Radvanec et al., 1993).

Šošovku Jalovičieho vrchu tvorí východozápadne pretiahnuté teleso konformné s vrásovoprešmykovou stavbou rovnomennej synklinály s overenou dĺžkou 470 m. Ako výsledok morfológie terénu šošovka na V a Z vychádza spod helcmanovských ryolitov na povrch. Južné a severné ohraničenie je tektonické, resp. tektonizované. Mladšie zlomy pôvodne súvisle zrudnenú polohu rozsegmentovali na niekoľko menších blokov s vertikálnym skokom metre až prvé desiatky metrov.

Maximálna mocnosť mineralizovanej polohy je 30 m, s niekoľkými bohatšími časťami v mocnosti 1 - 3, iba ojedinele aj viac metrov. Šírka šošovky je od 60 do 260 m. Kvalita rudy je veľmi premenlivá a pohybuje sa pri Cu od 0,1 - 1,1 %, Pb 0,05 - 5,6 %, Zn 0,01 - 7,6 % a pri Ag 1 - 36 g/t.

Technické práce overili 527 kt zásoby kategórie C_2 a 379 kt prognóznych zdrojov P_1 s priemernou mocnosťou 3,09 m a s priemernou kvalitou Cu 0,77 %, Pb 0,12 %, Zn 1,16 % a Ag 13 g/t.

Mníšanskú šošovku tvoria tri už primárne samostatné rudné telesá spojené zónami pyritizácie. Majú výrazne pretiahnutý tvar východozápadného priebehu s celkovou dĺžkou mineralizovanej polohy 880 m. Rozdelenie na tri rudné telesá zvýrazňuje zlomová tektonika. Charakteristická je konformnosť s vrstvovitosťou rudonosných hornín, s ktorými spolu podľahli všetkým mladším tektonickým procesom.

Východná časť šošovky je dlhá 380 m a má jednu až štyri zrudnené polohy. Šírka polôh je 40 - 140 m a dĺžka ďalších rudných polôh okolo 40 m. Mocnosť hlavnej polohy je 1 - 6,4 m a susedných polôh 1 až 2 m. Ruda má takúto kvalitu: Cu 0,1 - 0,99 %, Pb 0,1 - 0,2 %, Zn 0,5 - 1,3 % a Ag 5 - 10 g/t.

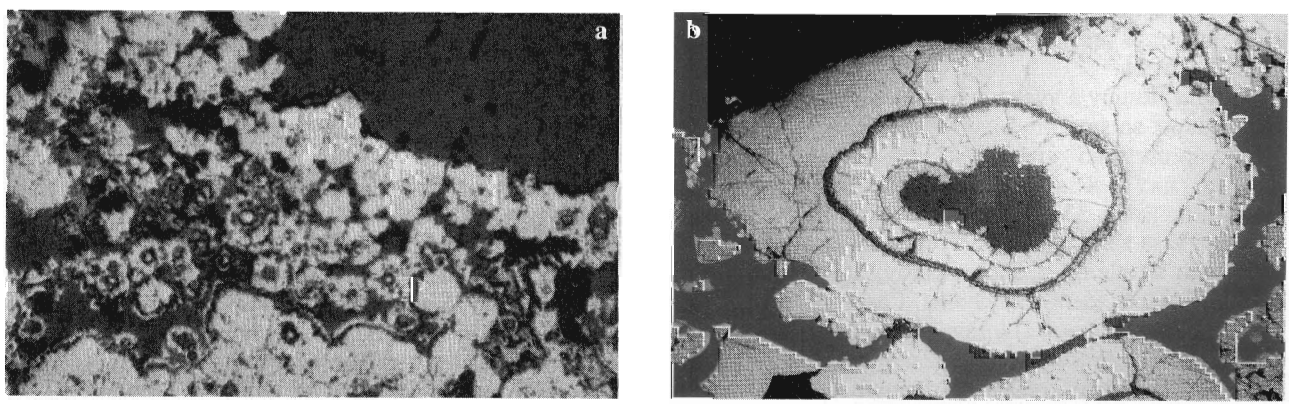
Strednú časť šošovky tvorí jedna rudná poloha mocná 0,9 m, dlhá 110 m a široká 60 m. Ruda obsahuje 0,1 % Cu, 0,5 % Pb, 1,8 % Zn a 22 g/t Ag.

Západná časť má tri rudné polohy so smernou dĺžkou 100 m a šírkou 150, 130 a 110 m. Mocnosť sa pohybuje od 0,8 do 1,9 m. Kvalita rudy je takáto: Cu 0,1 až 1,8 %, Pb 0,3 až 0,7 %, Zn 0,4 až 2,1 % a Ag 18 až 48 g/t.

Celkový objem vypočítanej zásoby mníšanskej šošovky je 267 kt kategórie C_2 a 215 kt prognóznych zdrojov kategórie P_1. Priemerný obsah rudy pri mocnosti 1,95 m je: Cu 0,57 %, Pb 0,3 %, Zn 0,96 % a Ag 21 g/t.

Šošovka Hutnej doliny je východným pokračovaním mníšanskej šošovky (obr. 1). Predpokladaný plošný rozsah mineralizácie je 1500 x 1000 m s bodovo overenou mocnosťou 10 až 45 m. Práce v 60. rokoch (Grecula a Grosz, 1968) ukázali, že zrudnenie má nepravidelný vývoj a mocné polohy bohatšej rudy rýchlo prechádzajú do zón pyritizácie. FV-6 prevŕtal 45 m mocnú mineralizovanú polohu s piatimi bohatšími úsekmi v mocnosti 1,2 až 4,3 m. Plošný rozsah polôh je 150x30 až 85 m. Ruda má takúto kvalitu: Cu 0,36 - 0,49 %, Pb 0,1 - 0,2 %, Zn 0,1 - 0,2 %. Podobný obsah sa zistil aj v ďalších technických dielach. Presné plošné ohraničenie zrudnenia nie je známe. Prepočtom starších údajov z vrtu a štôlne sa vyčíslilo 105 kt zásoby kategórie C_2 a 236 kt prognóznych zdrojov P_1 s kvalitou Cu 0,4 %, Pb 0,1 % a Zn 0,3 %.

Prakovská šošovka je východným pokračovaním mníšanskej a šošovky Hutnej doliny (obr. 1). Je dlhá 200 m a mocnosť jej rudonosného horizontu je 10 - 15 m. Uložné pomery sú komplikované. Spodný a vrchný rudonosný horizont sa zblížili. Zrudnenie rudonosného horizontu sa v minulosti ťažilo štôlňou na V od vrtu FV-8. Presný plošný rozsah zrudnenia nie je známy, ale podľa veľkosti haldy s bohatým chalkopyritovým zrudnením možno predpokladať, že išlo o rozsiahlu ťažbu. Podľa troch vzoriek z jedného úseku išlo o nasledujúcu kvalitu: Cu 0,6 - 1,2 %, Pb 0,25 % a Zn 0,03 %. Zrudnenie vrchného rudonosného horizontu sa overilo dvoma starými sprístupnenými štôlňami a dvoma vrtmi. Potvrdili sa komplikované



Obr. 10. a - kolomorfné štruktúry pyritu s globulami, sférolitmi, atolmi a s rozličnými obličkovitými, kôrkovými a nátekovými agregátmi. Šachta HP-1, // N, zv. 160x, foto Hurný. b - globulárny agregát pyritu s radiálne lúčovitou stavbou. Vz. MP-S/15, štôlňa Pavol, // N, zv. 50x, foto Vozár.

Fig. 10. a - colomorphic structures of pyrite with globules, sphaerolites, atolls and various kidney-shaped, thin-crustal and film aggregates. Mine adit HP-1, // nicols, enlarged 160x, photo by Hurný. b - globular aggregate of pyrite, with radial-ray setting. Sample MP-S/15, Pavol adit, // nicols, enlarged 50x, photo by Vozár.

úložné pomery. Bohatšie zrudnenie je v dvoch polohách v mocnosti 1,2 a 2 m. Kvalita bola nasledujúca: Cu 0,1 - 2,2 % (priemerne 0,6 %), Pb 0,1 - 2,2 % (0,3 %) a Zn 0,1 - 3,3 % (0,4 %). Na základe zistených údajov sa vypočítalo 535 kt prognóznych zdrojov P_2 (Grecula a Grosz, 1968).

Mineralogická charakteristika stratiformného zrudnenia

Mineralogickou charakteristikou stratiformnej polymetalickej sulfidickej mineralizácie sa zaoberala Drnzíková a Mandáková (in Grecula a Grosz, 1968; Grecula et al., 1977), Hurný (1977, 1980), Vozár (in Kobulský a Návesňák, 1988) a Radvanec et al. (1993).

Polymetalická stratiformná mineralizácia v oblasti Jalovičieho vrchu patrí do pyritovo-polymetalickej a pyritovo-chalkopyritovej asociácie. Hlavným minerálom je pyrit a chalkopyrit, vedľajším sfalerit a galenit. Lokálne sfalerit a galenit dominujú nad chalkopyritom. Najmä na týchto mineráloch možno pozorovať primárne syngenetické štruktúrno-textúrne znaky zrudnenia, ako sú globuly, globulárne agregáty, sférolity, kolomorfné agregáty, vrstvičkovitosť, páskovitosť a pod. (obr. 10). Tieto znaky sú pozostatkom sedimentárno-hydrotermálnej etapy vzniku mineralizácie. Zrudnenie sa v rámci vrstvičiek a pásikov vyznačuje pomernou stálosťou zloženia v horizontálnom smere, kým vo vertikálnom smere (kolmom na vrstvovitosť) je premenlivé. Sekundárne znaky (rekryštalizácia, deformácia, mobilizácia a rekryštalizácia, sekrečné šošovky, konformné a priečne žilky a žilníky) svedčia o tektonickom a metamorfnom prepracovaní zrudnenia.

Okrem hlavných minerálov sa zistili arzenopyrit, markazit, tetraedrit, pyrotín, kubanit, ullmannit, glaukodot, bournonit, boulangerit, jamesonit, cosalit, dyskrazit, rýdze Au, kremeň, sericit, albit, chlorit, turmalín, siderit, Fe dolomit, ankerit, rutil, apatit a baryt.

Paragenetické a štruktúrno-textúrne znaky zonálnosti sme už opísali.

Genéza zrudnenia

Genetický model (Grecula, 1982) vzniku polymetalickej stratiformnej mineralizácie v oblasti Jalovičieho vrchu vychodí zo štúdia tohto typu zrudnenia v celom Spišsko-gemerskom rudohorí podopretého detailnými prácami v skúmanej oblasti. Vznik a charakter mineralizácie kontroluje rad faktorov.

Zrudnenie sa viaže na pelitické, vulkanickosedimentárne horniny bez vložiek psamitov (typ hlbokovodných zrelých sedimentov pokojnej rytmickej sedimentácie). Podľa mocnosti rudonosného horizontu bola sedimentácia kľudná, ale spätosťou s bimodálnym diabázovo-keratofýrovým vulkanizmom (vrchný pestrý vulkanický komplex) a plošným rozšírením v celej oblasti staršieho paleozoika gemerika predstavuje významnú geotektonickú etapu. Šírka významnejšej akumulácie rúd pri zachovanej dĺžke 5 km dosahuje cca 100 - 300 m. Líniový priebeh poukazuje na väzbu zrudnenia s významnými zlomami transkrustálneho významu, ako je to aj pri recentných submarínno-exhalačných rudách vyvíjajúcich sa na dne oceánov.

Zrudnenie je priestorovo a geneticky späté s miestami maximálnej aktivity diabázovo-keratofýrového vulkanizmu. Rudonosný horizont je súčasťou vrchného pestrého vulkanického komplexu, do ktorého vulkanitov laterálne prechádza na severnom svahu Jalovičieho vrchu (metadiabázy, metakeratofýry a ich pyroklastiká). S prejavmi búrlivejšieho vulkanizmu a nepokojnej sedimentácie bohatšia mineralizácia mizne. Geochemická povaha bazaltov vrchného pestrého vulkanického komplexu v mníšanskom príkrove je subalkalická (tholeitická, Grecula, 1982). Priama genetická spätosť s mohutnými nadložnými masami porfyroidov a ryolitov, nachádzajúcich sa v bezprostrednom nadloží rudonosného horizontu, sa jednoznačne nepreukázala. Vzťah silicitov rudonosného horizontu k ryolitovému vulkanizmu, resp. s jeho magmatickými rezervoármi pred ich erupciou na povrch, nie je vylúčený.

Model vzniku submarínno-exhalačných rúd vo vrchnom rudonosnom horizonte staršieho paleozoika gemerika (Grecula, 1982) sa doplnil neskoršími geochemickými, izotopickými, faciálnymi a mineralogickými prácami. Vznik stratiformnej mineralizácie súvisí s významnými transkrustálnymi zlomami, ktoré boli súčasťou pokročilého štádia vývoja staropaleozoického riftového systému, a s vulkanitmi Ca alkalickej povahy (Grecula, 1982). Morská voda prenikala po zlomoch do hĺbky a obohacovala sa o kovové prvky, v hĺbke sa miešala s magmatickými a metamorfnými fluidami a v podobe geochemicky aktívneho fluida v úzkej väzbe s magmatizmom sa vracala na morské dno. Reakciami s morskou vodou a fluidom vznikala stratiformná mineralizácia (Hutchinson et al., 1980; Grecula, 1982; Plimer, 1985; Rona, 1986 a i.).

Najbližšie k miestu výlevu fluida v šošovke Jalovičieho vrchu sú masívne Fe, Cu, Zn a Pb sírniky. Smerom na okraj prechádzajú do vrstvičkovitých, vrstvičkovoimpregnačných rúd a periférium tvorí rozptýlená pyritová mineralizácia. Geochemicky je centrum charakteristické Fe, Cu, ± B a ± W aureolou, ktorá prechádza do Fe, Cu, Pb, Zn, Rb, As, Co a ± Ag aureoly. Externá časť nie je vyvinutá. Pomocou izotopickej frakcionácie $\delta^{34}S$ v koexistujúcich pároch (pyrit a sfalerit) sa teplota kryštalizácie sírnikov odhaduje na 210 až 270 ± 40 °C (Radvanec et al., 1993).

Pre centrum výlevu fluida mníšanskej šošovky sú charakteristické vrstvovité Fe, Zn, Pb a Cu sírniky, ktoré prechádzajú do vrstvičkovitých. Okraj tvorí rozptýlená pyritová mineralizácia. Centrum má Fe, Ca, Sr, Cu, Zn a Pb geochemickú aureolu. Prechodná časť má asociáciu Zn, Pb, Sb, As, Ag, Co, W, ± Sn a externá časť Ga a Cr. Zistila sa všeobecná závislosť klesania hodnoty pomeru Cu/(Pb+Zn) so vzdialenosťou miesta výlevu fluida na morské dno (Radvanec et al., 1993). Teplota kryštalizácie sírnikov sa podľa $\delta^{34}S$ koexistujúcich sírnikov odhadla na 412 až 320 °C. Tieto hodnoty potvrdil výpočet teploty kryštalizácie na základe arzenopyritového geotermometra (Radvanec et al., 1993). Nameraná hodnota As 30,7 - 30,5 atóm. % v arzenopyrite zodpovedá teplote kryštalizácie od 360 do 410 °C.

Štúdiom izotopu $\delta^{34}S$ sírnikov (Kantor a Rybár, 1970; Hurný, 1980 a Žák et al., 1991) ukázalo, že pri vzniku

sírnikov dominovala anorganická redukcia rozpusteného morského sulfátu. Rozptyl hodnoty $\delta^{34}S$ sírnikov stratiformnej mineralizácie na Jalovičom vrchu je +4,15 až +28,36 (modálna hodnota +10,1). Okrem veľkého rozptylu hodnoty sa zistila aj zjavná izotopická nerovnováha medzi jednotlivými sírnikmi (preto hovoríme o odhade teploty).

Zdroj Pb je podľa izotopov Pb galenitu zmiešaný (orogén), s výrazným podielom Pb pochádzajúceho zo spodnej kôry (Návesňák et al., v tlači). Relatívne široký rozptyl hodnôt korešponduje s faciálnou a paragenetickou pestrosťou hornín rudonosného horizontu a samej mineralizácie. Podiel Pb pochádzajúceho z prostredia spodnej kôry je v súlade s modelom uvažujúcim o väzbe zrudnenia na zlomy transkrustálneho významu.

Záver

Napriek tomu, že polymetalická stratiformná sulfidická mineralizácia v Spišsko-gemerskom rudohorí nemá ekonomický význam, je významným metalogenetickým prvkom. Pri uvažovanom metamorfnom vývoji žilnej mineralizácie gemerika je spodný a vrchný rudonosný horizont významným zdrojom niektorých prvkov žilnej mineralizácie (Grecula, 1982, 1995; Radvanec, 1988). Práve tento typ mineralizácie - s vysokým obsahom pyritu a arzenopyritu - sa výrazne odrazil aj v pôdnej geochémii a litogeochémii (Grecula et al., 1992), čo nesporne vplýva na životné prostredie. Aj keď sú bohatšie akumulácie zriedkavé a plošne malé, geochemické aureoly tohto typu mineralizácie sú časté a plošne rozsiahle.

Výsledky výskumu celej oblasti Spišsko-gemerského rudohoria získané v rámci úlohy SGR-geofyzika (Grecula et al., 1992) a detailné práce v oblasti Jalovičieho vrchu (Kobulský a Návesňák, 1988) možno zhrnúť do nasledujúceho súboru genetických kritérií a vyhľadávacích príznakov (Grecula et al., 1992):

I. Genetické kritériá

a. Tektonické kritériá

- Polymetalická stratiformná mineralizácia typu Jaloviči vrch sa vyvinula v geotektonických zónach na prechodnom type kôry, kde sa miešala plášťová magma s kôrovými horninami (Grecula, 1982). V gemeriku tomuto typu kôry zodpovedajú sedimentačné oblasti mníšanského a kojšovského príkrovu.

- Mineralizácia sa vždy viaže na zlomy transkrustálneho významu v blízkosti centier vulkanizmu diabázovo-keratofýrovej formácie. Na vznik masívnych, resp. vrstvičkovitých rúd je nevyhnutná pokojná rytmická sedimentácia v chránených depresiách (paleopasciach) mimo hlavných centier extruzívneho vulkanizmu.

b. Litologické kritériá

- Zrudnenie je vždy priestorovo späté s výlevmi a silami bimodálnej diabázovo-keratofýrovej formácie sprevádzanej vždy silicitmi a výlevnými formami keratofýrov. Pre mníšanský typ mineralizácie je charakteristická prevaha kyslého vulkanizmu nad bázickým.

- Prítomnosť iba explozívnych foriem vulkanizmu vylučuje zaujímavejší vývoj mineralizácie.

- Zrudnenie sa viaže na presne definované faciálne členy rudonosného horizontu, ktoré kontrolujú aj jeho minerálne zloženie. Napríklad bohatá Cu mineralizácia sa výhradne viaže na polohu chloritických fylitov (metamorfované diabázové pyroklastiká) a chloritických silicitov.

c. Metamorfné kritériá

- Stratiformné zrudnenie sa dobre zachovalo len v oblastiach, v ktorých stupeň metamorfného prepracovania neprekročil biotitovú zónu. Nad touto hranicou nastáva minerálna prestavba zrudnenia a jeho celková degradácia na pyrotínovo-arzenopyritovú asociáciu.

II. Vyhľadávacie príznaky

a. Geochemické príznaky

- Centrálna zóna mineralizácie, t. j. zóna najbližšie k centru výlevu fluid s najväčšou prognózou ekonomicky zaujímavých akumulácií, je charakteristická geochemickou asociáciou Cu, Ag, As, ± Pb, ± Zn. Prechodnú zónu indikuje najmä aureola Zn, ± Sn, ± Mo. Externá časť mineralizácie má aureolu Ba, ± Sn, ± Mo.

b. Geofyzikálne príznaky

- Zrudnenie sprevádzajúce výlevy a sily diabázov a keratofýrov sa odráža v magnetometrii a gamaspektrometrii.

- Silicity sa vyznačujú vysokou rezistivitou.

- Rozptýlená sulfidická mineralizácia má často mierne vyššie hodnoty indukovanej polarizácie.

- Prítomnosť K keratofýrov sa odráža v spektrometrii.

Tieto príznaky odrážajú geologické kritériá v geofyzikálnych poliach; Kucharič in Grecula et al., 1992.).

Poďakovanie. Máme milú povinnosť poďakovať sa RNDr. P. Greculovi, DrSc., otcovi myšlienky overovania tohto typu zrudnenia na Jalovičom vrchu, za všestrannú cennú pomoc od začiatku riešenia úlohy až po oponentúru tejto štúdie.

Literatúra

Faryad, S., 1984: Petrografia vulkanitov v oblasti Mníška nad Hnilcom. *Manuskript - archív GP Spiš. Nová Ves.*

Grecula, P. & Grosz, J., 1968: ZS - VZ VP Fichtenhübel - Fe, Cu impregnácie, stav k 31.12.1968. *Manuskript - archív GP Spiš. Nová Ves, 147.*

Grecula, P., 1972: Problémy stratiformných ložísk kyzovej formácie v staršom paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia Slov., 4, 117 - 133.*

Grecula, P. et al., 1977: Geológia, tektonika a metalogenéza východnej časti SGR. [Záverečná správa z úlohy SGR-východ.] *Manuskript - archív GP Spiš. Nová Ves, 390.*

Grecula, P., 1980: SGR - geofyzikálne práce. [Záverečná správa. za r. 1976 - 1977, VP.] *Manuskript - archív GP Spiš. Nová Ves.*

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

Grecula, P. & Kucharič, Ľ., 1992: SGR - geofyzika, VP, rudy a nerudy. [Záverečná správa.] *Manuskript - archív GP Spiš. Nová Ves, 1 - 301.*

Grecula, P. et al., 1995: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria, zv. 1. *Mineralia Slov. - Monogr., Bratislava, Geocomplex, 834.*

Hurný, J., 1977: Príspevok k mineralógii a geochémii pyritovo-polymetalického zrudnenia stratiformného typu pri Mníšku nad Hnilcom. *Mineralia Slov., 9, 93 - 121.*

Hurný, J., 1980: Stratiformné zrudnenie kyzovej formácie v Gelnickej sérií východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript - archív GP Spiš. Nová Ves.*

Hutchinson, R. W., Fyre, W. S. & Kerrich, R., 1980: Deep fluid penetration and ore deposition. *Miner. Sci. Eng., 12, 107 -120.*

Kantor, J. & Rybár, M., 1979: Radiometric ages and polyphasis character of Gemeride granites. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 4, 433 - 447.*

Kantor, J. & Rybár, M., 1970: Sulphur isotopes at the Smolník and Mníšek n/Hnilcom sulphide deposits of the Cambro-Silurian series, Spiš-Gemer Ore Mts., Gzechoslovakia. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 21, 3 - 41.*

Kobulský, J. & Návesňák, D., 1988: Mníšek - Prakovce, polymetalické stratiformné rudy. [Záverečná správa.] *Manuskript - archív GP Spiš. Nová Ves.*

Plimer, I. R.,1985: Submarinne exhalative ores. Jeseník, Advanced Course. *Geol. Surv. (Praha), 394.*

Radvanec, M., 1988: Mobilizácia prvkov v regionálnej metamorfóze staršieho paleozoika gemerika. [Kandidátska dizert. práca.] *Manuskript - GP Spiš. Nová Ves.*

Radvanec, M., Grecula, P., Návesňák, D. & Kobulský, J., 1993: Zonálnosť submarinno-exhalačnej mineralizácie v oblasti Mníška nad Hnilcom, staršie paleozoikum gemerika. *Mineralia Slov., 25, 249 - 262.*

Rona, P. A., 1986: Mineral deposit from sea-floor hot springs. *Sci. Amer., 1.*

Žák, K., Radvanec, M, Bartalský, B. & Grecula, P., 1991: S, C, O, Sr, izotopes and metamorphic-hydrothermal model of the vein mineralization in the Gemericum, Western Carpathians. *Mineralia Slov., 23, 95 - 107.*

Stratiform polymetallic mineralization in the area of Jalovičí vrch in the Spiš-Gemer Ore Mts.

Polymetallic stratiform mineralization in the area of Jalovičí vrch hill (Gemericum, Inner zone of Western Carpathians, Fig. 1) is tied to the Early Paleozoic rocks of the upper ore-bearing horizon - the Mníšek ore-bearing phyllites. These are a part of the variegated volcanic complex of diabase-keratophyre nature of probable Devonian age (Fig. 2). The Mníšek ore-bearing phyllites are represented by the variegated complex of thin and thick-laminated phyllites, silicites with attitudes of tuffs, tuffites, tuffitic phyllites, keratophyres and diabase pyroclastics, which are often altered to silicified chloritic phyllites. Individual lithofacies have variable range and only some of them are bearers of mineralization. Described lithofacies towards the hanging wall sharply pass into the porphyroids and rhyolites of Hnilec Formation (Figs. 2 and 3). The transition towards the footwall is gradual through the various types of chloritic-sericitic phyllites (Fig. 3), reflecting the initial stages of exhalation-hydrothermal volcanic activity. In the recent erosive level the Mníšek ore-bearing phyllites are preserved only on the base of synclines of rocks of the Hnilec Formation. In the area of the Jalovičí vrch hill there are preserved two synclines (Fig. 5) with two lenses of Mníšek ore-bearing phyllites (the Mníšek lens and the Jalovičí vrch lens). The tectonic setting of the territory is of fold-thrust type with the significant influence of younger faults (Figs. 5 and 6).

The Mníšek ore-bearing phyllites with their relatively small thickness (20 - 60 m) are created by a variegated scale of rocks (Fig. 4). The syngenetic Cu, Zn, Pb and Ag-sulphidic mineralization is connected only with some of them. On the basis of detail facial analysis we have distinguished nine developments in the Jalovičí vrch lens (Fig. 4a). The Mníšek lens has not the uniform development in its whole length. The eastern part has five distinguishable developments and the western one nine (Fig. 4b, c). Only some developments can be correlated in both lenses and in the whole range of synclines. Mineralization is tied only to some rock types, creating laminae, thin layers and up to some centimetres thick attitudes of massive ores. Ore layers and attitudes are conformable with bedding. The Zn, Cu, Pb and Ag-mineralization is tied to the complex of light silicites with laminae of tuffitic material. The richest Cu-Zn-mineralization is connected with the original diabase pyroclastics, which are altered to chloritic silicites to silicified chloritic phyllites. The distinctive differences in the content of investigated elements have appeared also in lithogeochemistry (Fig. 7). Fast changes of individual developments in vertical as well as lateral directions witness about the dynamic regime in the original sedimentary basin in the relatively short time period. The gradual development of the Mníšek ore-bearing phyllites from the underlying chloritic-sericitic phyllites with markers of the initial stages of the exhalative-hydrothermal activity and attitudes of silicites, tuffs, tuffites, keratophyres and diabase pyroclastics in the ore-bearing horizon testifies the connection of mineralization with ore-bearing volcanic complex where the Mníšek ore-bearing phyllites laterally continue.

The structural analysis proved Variscan fold-thrust and nappe setting of studied territory (Figs. 8 and 9). Constructed and measured b-axis of folds are of east-west direction with temperate inclination westward. Schistosity planes have values of direction of inclination cca 165°, while there is observable the shallowing of their inclination from the value 80° on surface to 61° underground. In investigated area the schistosity is directionally nearly conform with bedding. The distinctive differences in inclination are observable preferently in the southern limbs of folds. The origin of the planes of metamorphic schistosity we connect with metamorphic processes and the origin of fold-thrust setting. Non-impressive foliation planes were identified as near-fault cleavage and cleavage of fold plane. Measurements of faults and joint directions showed the temperate predominance of oldest faults of E-W direction and inclination to both sides. Faults of NW-SE and NE-SW directions are developed mainly in the marginal parts of lenses. They represent the complementary system of brittle faults of the same age. The metamorphic schistosity, cleavage as well as brittle deformations affect ore layers and ore bodies.

Ore bodies are distinctive with geochemical, mineral as well as textural zonality. The central parts of bodies are created with (first metres thick) attitudes of massive sulphides, which pass to the layered and small-layered forms which agree with bedding of the host rocks. Thin laminae and fine impregnations create the peripherial zone of mineralization. The central part with pyrite, sphalerite, chalcopyrite and galena mineralization changes to pyrite-barite one. Quickest changes are observable in the vertical direction. The lower part has pyrite-chalcopyrite mineralization. The uppermost part has developed pyrite-sphalerite-galenite mineralization with variable chalcopyrite content. The change of mineral association is connected also with the change of facies of host rocks. The zones of mineralization have distinctively prolonged shape of E-W direction and length above 1 km. The mineralization of the Jalovičí vrch lens has proved length 470 m, thickness from 60 to 260 m and maximal thickness 30 m with several richer parts of thickness 1 - 3 and rarely also more metres. Mineralization has great variability. The average quality of the Jalovičí vrch lens is Cu - 0.77 %, Pb - 0.12 %, Zn - 1.16 %, Ag - 13 g/t.

The Mníšek lens is created with three individual ore bodies

connected with the pyritization zones. The eastern part with the length 380 m has four mineralized attitudes of thickness from 1 to 6.4 m. The average quality of ore is Cu 0.1 - 0.99 %, Pb 0.1 - 0.2 %, Zn 0.5 - 1.3 % and Ag 5 - 10 g/t. Middle part of lens is created by one ore attitude with thickness 0.9 m, length 110 m and width 60 m. The average contents are: Cu 0.1 %, Pb 0.5 %, Zn 1.8 % and 22 g/t Ag.

Western part of lens is created with three mineralized attitudes of the length 100 m, average width 130 m and thickness from 0.8 m to 1.9 m. The average contents are: Cu 0.1 - 1.8 %, Pb 0.3 - 0.7 %, Zn 0.4 - 2.1 % and 18 - 48 g/t Ag.

Besides the main minerals there were found further ones: arsenopyrite, markazite, tetrahedrite, pyrrhotine, cubanite, ullmannite, glaucodot, bournonite, boulangerite, jamesonite, cosalite, dyscrasite, native gold, quartz, sericite, albite, chlorite, tourmaline, siderite, Fe-dolomite, ankerite, rutile, apatite and barite. Preferently in the case of pyrite and chalcopyrite there are observable the primary syngenetic structural-textural marks of mineralization like globules, globular aggregates, sphaerolites, colomorphic aggregates and thin layers (Fig. 10). The low degree of metamorphic reworking in greenschists facies is manifested with recrystallization, mobilization into the oblique and conform veinlets.

The origin of polymetallic stratiform mineralization is in relation with the more important transcrustal faults in the more advanced stage of development of the Early Paleozoic rift system and with volcanites of Ca-alkaline nature (Grecula, 1982). The sea water penetrated on faults into the depth and was enriched with metal elements. In the depth it was mixed with magmatic and metamorphic fluids. Later in the form of geochemically active fluid in close relation to magmatism it returned on the sea floor. Isotopes of $\delta^{34}S$, despite their strong variance (+4.15 - +28.36, modal value +10.1) prove the dominant role of anorganic reduction of soluble sea sulphate. The isotopic non-equilibrium between the coexisting sulphides allowed only the estimation of temperatures of crystallization in the range of 212 °C in the marginal part and 410 °C in the centres of effusion on the sea floor (Radvanec et al., 1993). The source of lead, found on the basis of isotopic composition of lead of galenites, is mixed with the portion of lead derived from the lower crust.

Mineralia Slovaca, 28 (1996), 255 - 258

Ni mineralizácia ullmannitovo-gersdorffitového radu ložiska Častá (Malé Karpaty)

PETER ANDRÁŠ
Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 1.7.1996)

Ullmannite-gersdorffite mineralization from Častá deposit (Malé Karpaty Mts., Western Carpathians, Slovak Republic)

Minerals of the ullmannite-gersdorffite range (ullmannite-corynite-gersdorffite) create an continuous isomorphous range. Ullmannite and gersdorffite were identified by X-ray difraction analyses (Tab. 1). Chemical composition of minerals (Tabs. 2 - 4) indicates Ni-Co and As-Sb isomorphism.

Key words: ullmannite, gersdorffite, corynite, solid solution, continuous isomorphous range

Podľa niektorých starších údajov sa v 17. stor. v Častej ťažilo Au a Ag (Cambel, 1959; Chovan et al., 1992) a začiatkom 20. stor. pyrit na výrobu kyseliny sírovej. Zdá sa však, že sa tieto správy vzťahujú len na krátkodobé kutacie práce. Skutočná ťažba tu azda nikdy nebola.

Rudné žily ležia v uhlíkatých fylitoch, majú medzivrstvový šošovkovitý charakter so smerom SZ - JV a sklon 50° na J. Cambel (1959) vyčlenil štyri prínosové periódy hydrotermálnej mineralizácie ložiska: 1. kremenno-sulfidickú, 2. karbonátovú (s pyritom, magnetitom, hematitom a lokálne s chalkopyritom), 3. pyritovú a 4. polymetalickú kremenno-karbonátovú (ekonomicky najvýznamnejšiu). Smerom do podložia sú žily bohatšie na Ni a Ag.

Žilnú výplň tvorí kremeň a karbonáty (dolomity, ankerit a siderit). Karbonáty prenikajú do kremeňa po nepravidelných puklinách a vo forme metasomatických hniezd. Niekedy tvoria tmel kremenných úlomkov. V karbonátoch tvorí mladší priehľadný hrubozrnný kremeň tenké žilky (Cambel, 1959). Sulfidická mineralizácia je vyvinutá veľmi nepravidelne. Tvorí ju pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, galenit, sfalerit a ojedinele Pb-Sb rudy a spekularit. Údaje o Ni mineralizácii boli už v práci Pappa (1919, in Cambel, 1959), ktorý opísal Ni tetraedrit (obr. 1). Súčasný výskum v ňom potvrdil 0,22 - 1,37 váh. % Ni. Ďalšia zmienka o nej je u Pauka (1937) a Bergfesta (1953). Polák (1955) opísal z plôch odlučnosti fylitu v blízkosti rudných žíl annabergit, ktorý vznikal zo zatekajúcej banskej vody a ružovkastý povlak erytrínu so zvýšeným obsahom Co.

Primárna Ni mineralizácia je súčasťou štvrtej polymetalickej kremenno-karbonátovej prínosovej periódy, v ktorej vystupuje v asociácii s pyritom, chalkopyritom, pyrotínom, arzenopyritom, galenitom, boulangeritom, jamesonitom a bournonitom (Cambel, 1959).

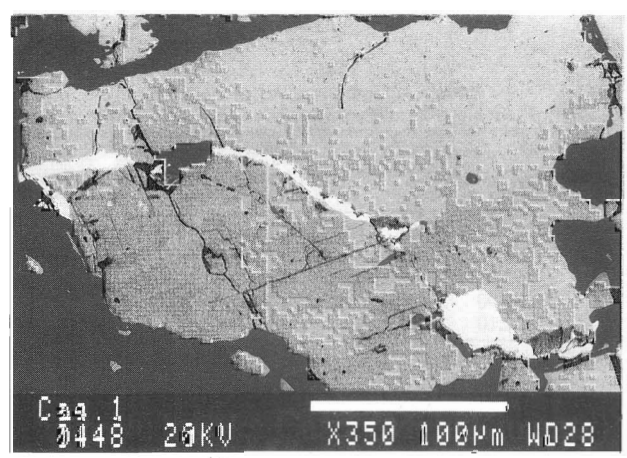
Ullmannit

Ullmannit sa identifikoval rtg. difrakčnou analýzou (tab. 1). Súčasné štúdium potvrdilo, že tvorí v karbonátových žilách drobné alotriomorfné (obr. 1) alebo idiomorfné zrná kubického a oktaédrického habitu s rozmermi 1 - 500 μm (obr. 2 a 3). V polarizovanom svetle je izotropný. Vyznačuje sa vysokou odraznosťou (vyššou ako galenit) a často je kataklázovaný (obr. 1).

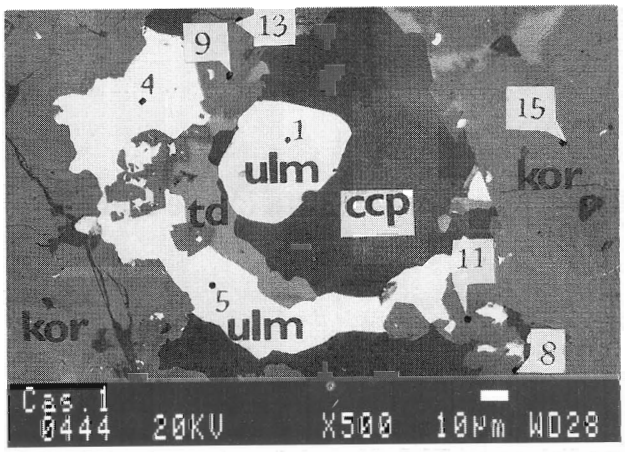
Tab. 1
Rtg. difrakčná analýza ullmannitu
X-ray diffraction analysis of ullmannite

ullmannit (Častá)		ullmannit (Picot a Johan, 1982)	
I	d	I	d
3	4,190	3	4,170
10	2,640	10	2,640
5	2,420	6	2,400
8	1,779	7	1,774
4	1,640	4	1,631
5	1,580	5	1,573
3	1,285	4	1,284
3	1,130	3	1,133

Analyzované rtg. difraktometrom DRON 2; CuKα analyzovala Ľ. Švecová

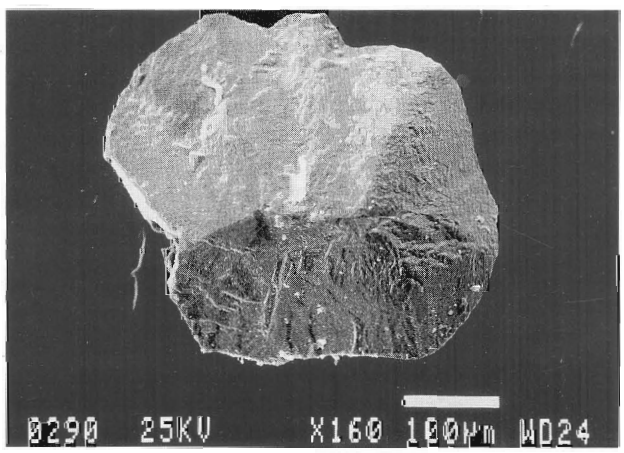


Obr. 1. Tetraedritová žilka (biely) v ullmannite (sivý).
Fig. 1. Tetrahedrite vein (white) in ullmannite (grey).



Obr. 2. Idiomorfný ullmannit (ulm), chalkopyrit (ccp), tetraedrit (td), gersdorffit (gsd) a korynit (kor); 1, 4, 5, 8, 9, 11, 13, 15 - analyzované body (tab. 2 až 4).

Fig. 2. Euhedral ullmannite (ulm), chalcopyrite (ccp), tetrahedrite (td), gersdorffite (gsd) and corynite (kor); 1, 4, 5, 8, 9, 11, 13, 15 - analysed points (Tabs. 2 - 4).



Obr. 3. Morfológia idiomorfného zrna ullmannitu.

Fig. 3. Morphology of euhedral ullmannite grain.

Charakteristika chemického zloženia ullmannitu na základe piatich bodových rtg. mikroanalýz je v tab. 2. Jeho zloženie je pomerne blízke teoretickému (Ni 27,6 %, Sb 57,3 %, S 15,1 %), ako ho uvádza Čvileva et al. (1988).

Ullmannit z blízkeho ložiska Trojárová (Andráš a Chovan, 1955) sa od ullmannitu ložiska Častá odlišuje predovšetkým vyšším obsahom Sb (57,79 - 59,43 %), nižším Ni (26,72 - 27,20 %) a As (0,01 - 0,45), ako aj prítomnosťou Bi (do 0,21 %) a odmiešaninami pyritu.

Tab. 2
Bodové rtg. mikroanalýzy ullmannitu
Point electron microprobe analyses of ullmannite

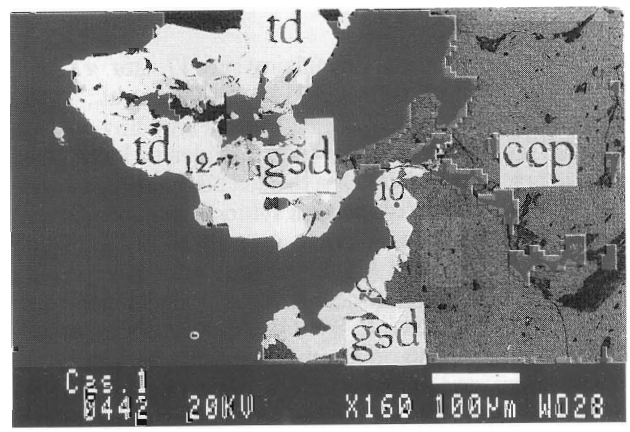
	váh. %						
Analýza	Sb	Ni	As	Co	Fe	S	Spolu
1	47,87	29,10	7,55	0,15	0,14	14,60	99,40
2	50,43	28,53	5,64	0,54	0,06	14,44	99,64
3	51,39	28,48	4,15	0,88	0,05	14,62	99,57
4	50,90	28,77	6,08	0,20	0,05	14,20	100,22
5	52,10	28,57	5,17	0,12	0,15	14,62	100,73

Legenda k tab. 2 až 4 Analyzované rtg. mikroanalyzátorom JCXA-733 (Jeol) Superprobe, Vo = 25 kV, I = 30 mA, korekcia ZAF, Fe, Ni, Zn, Bi, Co, Sb - kovové štandardy, As, S - prírodné sulfidické štandardy. Bi bolo vo všetkých analýzach pod medzou stanoviteľnosti. Analyzované body 1 - 19 sú vyznačené na obr. 2, 4 až 7.

Gersdorffit

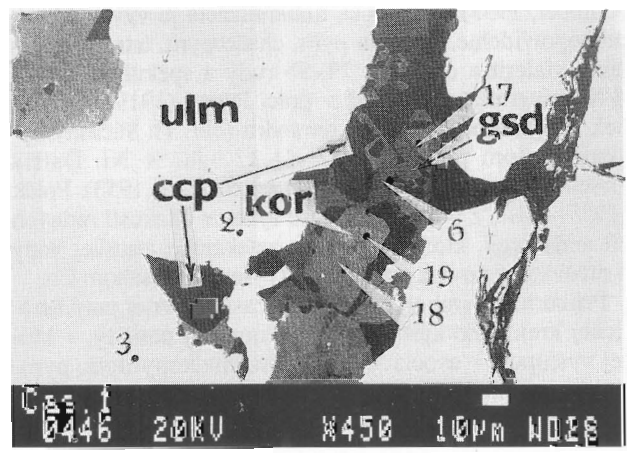
Predpoklad o výskyte gersdorffitu v ložisku Častá vyslovil už Cambel (1959), ale jednoznačne to nepotvrdil.

Gersdorffit tvorí alotriomorfné nepravidelné zrná s rozmermi 0,08 až 0,1 mm (obr. 4 a 5). Hypidiomorfné a idiomorfne obmedzené zrná (kocky a oktaédre) sú zriedkavé. Je mladší ako korynit, tvorí v ňom tenké, často kataklázované žilky (obr. 5) alebo ho nepravidelne prerastá. Niekedy kryštalizuje naraz so sfaleritom a chalkopyritom a niekedy chalkopyrit (a tetraedrit) zatláča (obr. 4).



Obr. 4. Gersdorffit (gsd) zatláčajúci tetraedrit (td) a chalkopyrit (ccp) v kremeni (čierny); 7, 10 a 12 - analyzované body (tab. 3).

Fig. 4. Gersdorffite (gsd) replacing tetrahedrite (td) and chalcopyrite (ccp) in quartz (black); 7, 10 and 12 - analysed points (Tab. 3).

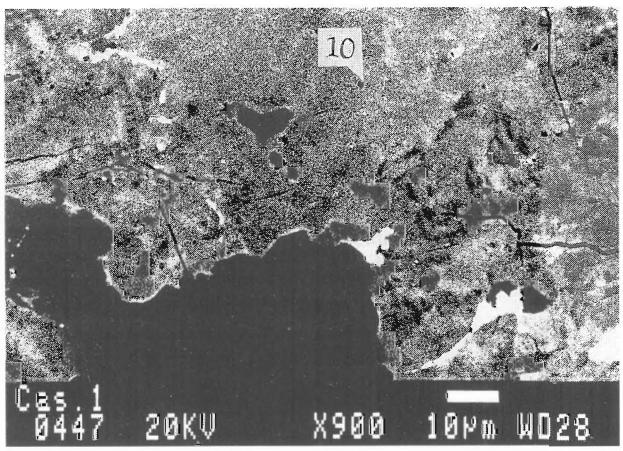


Obr. 5. Karbonátová žilka (čierna) s kataklázovaným gersdorffitom (gsd) a chalkopyritom (ccp) v ullmannite (biely).

Fig. 5. Cataclastic gersdorffite (gsd) and chalcopyrite (ccp) containing carbonate vein (black) in ullmannite (white).

Je izotropný, sivobiely až žltoružovkastý, s vysokou odraznosťou. Miestami je kataklázovaný (obr. 5).

Jeho chemické zloženie dokladá tab. 2. Je preň charakteristický zvýšený obsah Co (až 9,88 %). Nehomogenitu kryštálov (obr. 6) spôsobuje aj premenlivý obsah Sb (0,00 - 1,54 váh. %) a Fe (0,20 - 7,55 váh. %).



Obr. 6. Nehomogénny gersdorffit (svetlejšie časti sú obohatené o Sb); 10 - analyzovaný bod (tab. 3).

Fig. 6. Inhomogenous gersdorffite (light parts are Sb-rich); 10 - analysed point (Tab. 3).

Tab. 3
Bodové rtg. mikroanalýzy gersdorffitu
Point electron microprobe analyses of gersdorffite

Analýza	% váh. Sb	Ni	As	Co	Fe	S	Spolu
6	0,00	21,99	44,99	5,79	7,55	18,88	99,24
7	0,06	35,72	45,00	0,00	0,20	18,28	99,26
8	0,75	24,79	44,29	9,88	1,10	18,52	99,33
9	1,29	24,50	43,98	9,60	1,40	18,20	99,52
10	1,20	35,00	44,75	0,02	0,30	19,10	100,37
11	1,45	26,17	43,90	8,24	1,01	18,45	99,22
12	1.54	34,82	44,00	0,38	0,31	18,96	100,00

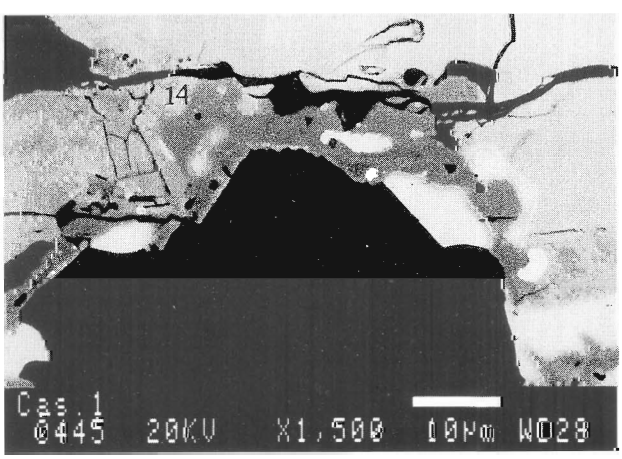
Tab. 4
Bodové rtg. mikroanalýzy korynitu
Point electron microprobe analyses of corynite

Analýza	% váh. Sb	Ni	As	Co	Fe	S	Spolu
13	4,65	34,20	40,90	0,60	0,12	18,65	99,12
14	4,68	34,88	41,24	0,23	0,07	18,11	99,20
15	5,41	35,00	41,45	0,08	0,00	18,65	100,59
16	5,89	34,18	40,76	0,02	0,04	18,08	99,28
17	6,29	32,44	39,78	0,84	1,70	18,15	99,20
18	6,70	34,45	39,66	0,20	0,28	17,79	99,08
19	10,49	33,26	37,31	0,75	0,54	17,85	100,19

Korynit

Výskyt korynitu ako najhojnejšieho Ni minerálu ložiska na základe mikroskopického štúdia opísal už Cambel (1959). Tvorí ho tuhý roztok ullmannitovej a gersdorffitovej zložky (Picot a Johan, 1988).

Korynit z ložiska Častá je izotropný a má sivobielu farbu. Vyznačuje sa vysokou odraznosťou (vyššou ako galenit). Najmä na kontakte s chalkopyritom vznikla difúzna nehomogénnosť chemického zloženia zŕn (obr. 7) spôsobená variabilným obsahom Sb (4,65 - 10,49 váh. %), Co (0,02 - 0,84 váh. %) a Fe (0,00 - 1,70 váh. %). V porovnaní s gersdorffitom je mäkší. Niekedy je kataklázovaný. Zvýšený obsah Bi, ktorý v ňom opisuje Cambel (1959), súčasný výskum nepotvrdil.

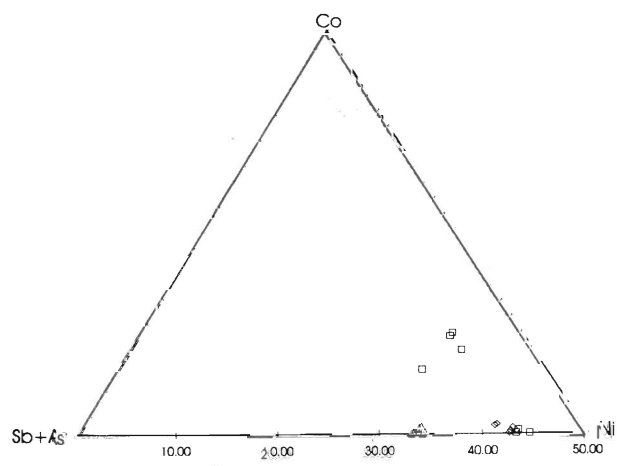


Obr. 7. Nehomogénny korynit na kontakte s chalkopyritom (čierny); 14 - analyzovaný bod (tab. 4).

Fig. 7. Inhomogenous corynite (Tab. 4).

Záver

Študované Ni minerály, t. j. gersdorffit, korynit a ullmannit, kryštalizovali v úvodných štádiách tvorby mineralizácie štvrtej prínosovej periódy po pyrite a arzenopyri-



Obr. 8. Ternárny diagram Co - Sb + As - Ni s vyznačením asociácie: ullmannit - gersdorffit - korynit; 1 - ullmannit, 2 - gersdorffit, 3 - korynit.

Fig. 8. Ternary Co-Sb+As-Ni diagram with chemical composition of Ni-association: ullmannite-gersdorffite-corynite; 1 - ullmannite, 2 - gersdorffite, 3 - corynite.

te, niekedy spolu s chalkopyritom a tetraedritom. Miestami v nich mladší tetraedrit tvorí tenké žilky (obr. 1). Lokálne Ni minerály zatláčajú chalkopyrit a tetraedrit (obr. 2 a 4). Sfalerit, sulfosoli a galenit sú mladšie. Gersdorffit je o niečo mladší ako korynit, ktorý v Ni mineralizácii prevláda.

Ullmannit, korynit a gersdorffit tvoria spojitý izomorfný rad (obr. 8). Potvrdilo sa najmä izomorfné zastupovanie medzi dvojicami prvkov Ni - Co a As - Sb.

Poďakovanie. Za pomoc pri technických prácach ďakujem p. Alžbete Svitáčovej.

Literatúra

Andráš, P. & Chovan, M., 1995: Ullmannit z ložiska Trojárová (Malé Karpaty). *Mineralia Slov., 27, 75 - 77.*

Bergfest, A., 1953: Rudné výskyty v Malých Karpatoch a na Inovci. *Manuskript - archív Geologická služba SR, Bratislava, 205.*

Cambel, B., 1959: Hydrotermálne ložiská v Malých Karpatoch, mineralógia a geochémia ich rúd. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 3, 338.*

Čvíleva, T. N. et al., 1988: Spravočnik - opredeliteľ rudnych mineralov v otražennom svete. *Nedra (Moskva), 503.*

Giese, R. F. & Kerr, P. F., 1965: The crystal structures of ordered and disordered cobaltite. *Amer. Mineralogist, 50, 1002 - 1014.*

Chovan, M., Rojkovič, I., Andráš, P. & Hanas, P., 1992: Ore mineralization of the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). *Geol. Carpath., 43, 5, 275 - 286.*

Pauk, F., 1937: O rudných nerastoch Malých Karpát. *Sbor. Št. ban. múzea D. Štúra, Banská Štiavnica, 1, 76.*

Picot, P. & Johan, Z., 1982: Atlas of ore minerals. *B. R. G. M. Elsevier, 458.*

Polák, S., 1955: Častá, okr. Pezinok. Záverečná správa o výsledkoch prieskumu pyritovo-chalkopyritového ložiska Mária prevedeného od 1.1.1954 do 31.8.1954. *Manuskript - archív Geofond Bratislava, 112.*

Mineralia Slovaca, 28 (1996), 259 - 264

Teluridy v sz. časti hodrušského rudného poľa, neovulkanity stredného Slovenska

ĽUBOSLAV MAŤO[1], JURAJ KNÉSL[2] a ĽUDMILA ROJKOVIČOVÁ[3]

[1]Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica
[2]AUREX TRADE, Partizánska 9, 974 01 Banská Bystrica
[3]Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 24.6.1996)

Tellurides in the NW part of the Hodruša ore field, neovolcanites of the Central Slovakia

Tellurides - hessite (Ag_2Te), petzite ($AuAg_3Te_2$), telluro-bismuthite (Bi_2Te_3), tetradymite (Bi_2Te_2S) and Ag-Bi sulphotelluride in assemblage with electrum were identified in disseminated epithermal precious (± base) metal ores - (gold-pyrite ± chalcopyrite±galena) within quartz diorite porphyry in deeper level (213 m) of the drill hole V-143, western part of the Klokoč skarn deposit, Hodruša ore field, neovolcanites of Central Slovakia. The tellurides identified together with 11 occurrences that are known up to present, indicate fairly great widespread of Te-mineralization in this significant metallogenic region.

Key words: Te-mineralization, precious-and base metal, neovolcanites, Central Slovakia

Úvod

V 80. rokoch sa výskumom polymetalickej a drahokovovej mineralizácie hlbších úrovní žilných štruktúr vo viacerých rudných rajónoch v stredoslovenských neovulkanitoch postupne dopĺňal aj počet lokalít s identifikovanou Te mineralizáciou. Úzke spektrum už opísaných teluridov, ako je tetradymit zo Župkova pri Žarnovici (Wehrle in Zepharovich, 1859, 1873), altait zo sv. časti Javoria (vrt KŠ-33; Határ in Štohl et al., 1985) a Bi-Te minerály v asociácii polymetalickej mineralizácie zo sz. časti Javoria (vrt KJ-27; Stankovič, 1986), podstatne rozšírilo zistenie pestrej asociácie teluridov a sulfosolí s obsahom telúru (hessit, altait, petzit, stützit, goldfieldit, rýdzi Te, sulfoantimonotelurid Ag - benleonardit [$Ag_8(Sb, As)Te_2S_3$], Te tennantit a tetraedrit) v hlbších úrovniach žilných štruktúr s drahokovovo-polymetalickou mineralizáciou v severnej časti kremnického rudného poľa (vrty KV-KVŠ; Maťo et al., 1987; Maťo a Háber, 1990; Maťo et al., 1990; Maťo, 1994).

Mozaiku výskytov s doposiaľ identifikovanými teluridmi v neovulkanitoch stredného Slovenska kompletizuje: hessit v polymetalickej mineralizácii zo Šobova (vrt Mi-BD-V-335, 12. obzor; Rojkovičová in Štohl et al., 1989); hessit a tetradymit v pestrej asociácii s Bi minerálmi v oblasti Banskej Belej (vrt B-2, BBR-1; Rojkovičová in Lexa et al., 1989); tetradymit v asociácii s polymetalickými sulfidmi, molybdenitom, bizmutínom a galenobizmutínom z okolia Kopaníc (vrt A-14; Rojkovičová in Konečný et al., 1990); hessit v epitermálnom drahokovovo-polymetalickom zrudnení zo 14. obzoru bane Rozália v Hodruši (Kalinaj a Bebej, 1992; Maťo a Bebej, 1994); hessit v Pb-Zn-Cu zrudnení z okolia Hornej Rovne v Štiavnických vrchoch (vrt B-1; Rojkovičová a Štohl, 1993); hessit a Ag benleonardit v asociácii polymetalických sulfidov s Au a sulfosoľami Ag v žilnej štruktúre v severnom pokračovaní žily Ján Benedikty (Rojkovičová in Onačila et al., 1993); Bi-Pb+Se sulfoteluridy (ingodit - $Bi_5[Te, Si]_7$, tetradymit) v pestrej minerálnej asociácii s Au a Bi minerálmi v masíve Bukovca (vrt A-26, Rojkovičová in Onačila et al., 1994).

Jedenásť známych výskytov z kremnického, štiavnického a hodrušského rudného poľa a tiež Javoria (spolu s novými údajmi o zvýšenom podiele hessitu v konjugovaných subvertikálnych štruktúrach s vysokou koncentráciou epitermálnej drahokovovo-polymetalickej mineralizácie v hlbších úrovniach bane Rozália v Banskej Hodruši; Maťo, 1995 a 1996, nepublikované údaje) silno indikuje, že Te mineralizácia v metalogenetickej oblasti stredoslovenských neovulkanitov je dosť rozšírená. Pritom obsah teluridov v epitermálnom drahokovovo-polymetalickom zrudnení v severnej časti kremnického rudného poľa, ako aj v bani Rozália v Banskej Hodruši nepredstavuje len mineralogický výskyt. Tieto konštatovania potvrdzuje aj ďalšie zistenie pomerne pestrej asociácie teluridov v hlbších úrovniach v sz. časti hodrušského rudného poľa.

V príspevku sa opisujú teluridy identifikované pomocou mikrosondy vo vzorke z vrtu V-143, situovaného na Z od skarnového ložiska Klokoč v hodrušskom rudnom poli.

Vzorkovanie a analytické metódy

Na mineralogické a geochemické zhodnotenie Au mineralizácie sa počas revízie vrtov odobrali vzorky s hmotnosťou do 0,5 kg. Zloženie minerálnych fáz sa určilo v stredisku elektrónovej mikroanalýzy Geologickej služby SR v Bratislave (LSEM GS SR; analytik P. Konečný). Elektrónovým mikroanalyzátorom JEOL 733 SUPERPROBE sa analyzovalo zloženie minerálnych fáz za týchto pod-

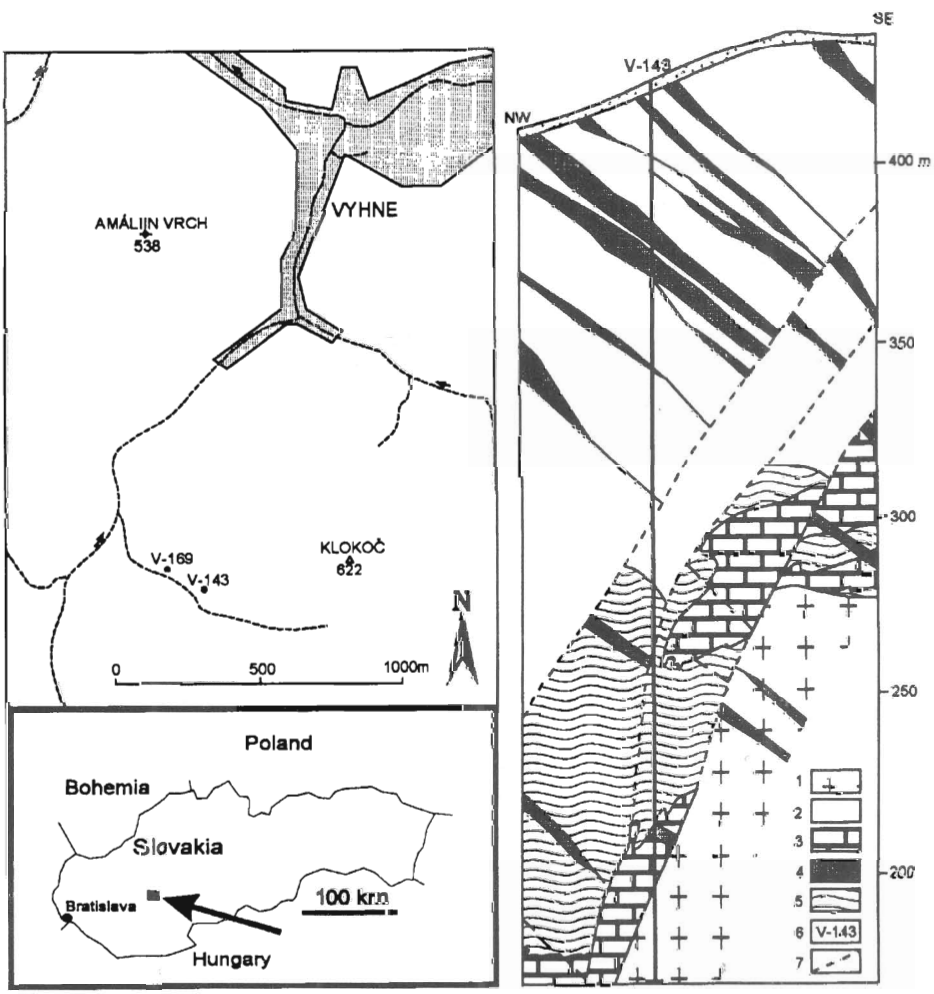
mienok: urýchľovacie napätie 20 KV, prúd 2 - 3.10^{-8}, štandardy: pyrit (S), rumelka (Hg), galenit (Pb), chalkopyrit (Cu) a rýdze kovy: Sb, Ag, Bi, Au a Te.

Na semikvantitatívne overenie zloženia niektorých minerálnych fáz sa použila aj energo-disperzná analýza (EDX), prístroj JEOL 711. Morfológia a kompozícia minerálov, distribúcia prvkov a prítomnosť niektorých submikroskopických minerálnych fáz sa študovala SEI (sekundárne elektróny) a BEI (odrazené elektróny). Skanová mikrofotodokumentácia vzťahu minerálnych fáz sa zhotovila pomocou SEM (JEOL 840 JSM v LSEM GS SR v Bratislave; analytik F. Caňo).

Charakteristika zrudnenia, výskyt a zloženie teluridov

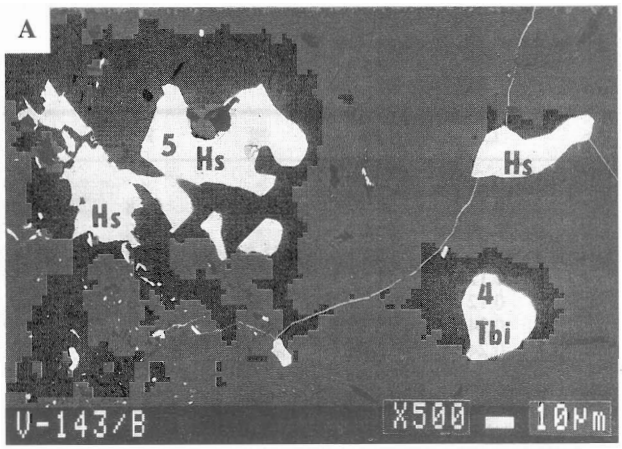
V 60. rokoch (Gavora et al., 1961, 1970) sa v širšom okolí Vyhní realizoval rozsiahly vyhľadávací prieskum magnetitových rúd skarnového typu. V priestore magnetitového ložiska Klokoč sa pritom vyhĺbilo niekoľko desiatok vrtov kategórie do 300 m (označenie V) a len v niektorých sa analyzoval aj obsah Au (zvýšený obsah Au sa zistil vo vrte V-169; obr. 1; Gavora et al., 1970). Oblasť s výskytmi magnetitového zrudnenia je od roku 1994 prieskumným územím spoločnosti Golden Regent Resources Slovakia z Banskej Bystrice a Slovenskej banskej spoločnosti, s. r. o., z Banskej Hodruše, ktoré vyhľadávajú Au mineralizáciu impregnačného, resp. žilno-žilníkového typu (Knésl a Knéslová, 1995). Revíziou skartačných vzoriek vrtov V sa v niektorých zistili úseky s vysokým obsahom Au.

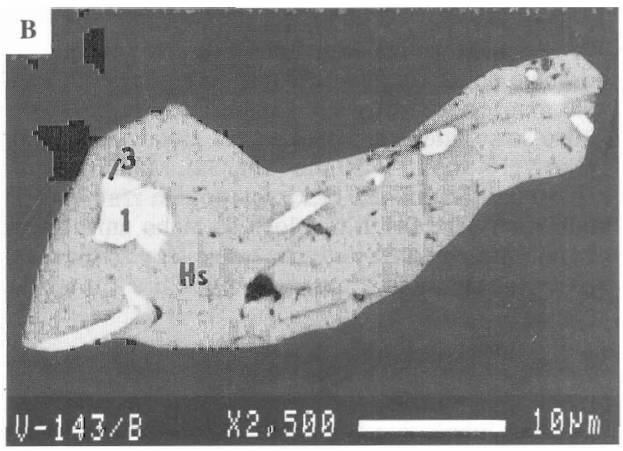
Vrt V-143 je situovaný cca 500 m na Z od kóty Klokoč (obr. 1). Geologický profil vrtu predstavuje súbor litologických komplexov, ktoré budujú štiavnicko-hodrušský hrast, a to od paleozoika až po mezozoikum. Predvulkanické podložie reprezentuje mohutná intrúzia vyhnianskej drvenej žuly (paleozoikum), polohy mezo-

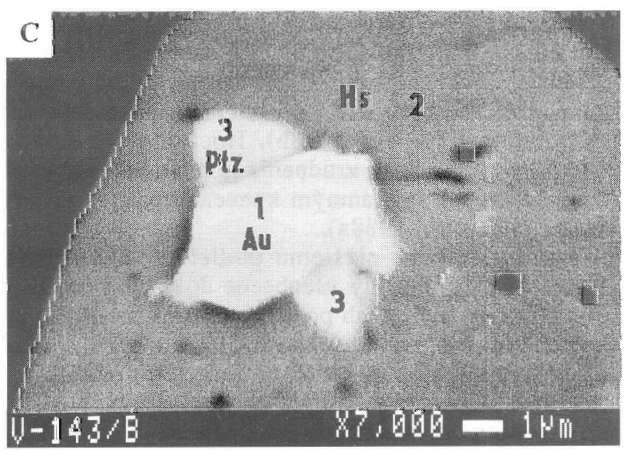


Obr. 1. Situačná schéma s lokalizáciou vrtu V-143 a V-169 a geologický profil vrtu V-143 (upravené podľa Gavora et al., 1970). 1 - vyhnianska drvená žula (paleozoikum), 2 - mezozoické kremité bridlice (trias), 3 - mezozoické karbonáty, 4 - kremeňovo-dioritový porfýr, 5 - magnetitové zrudnenie - skarn, 6 - vrt V-143, 7 - tektonické rozhranie.

Fig. 1. Situation scheme and location of the drill hole V-143 and V-169, and geological profile of the drill hole V-143 (modified after Gavora et al., 1970). 1 - Vyhne crushed granite (Paleozoic), 2 - Mesozoic quartzose schists (Triassic), 3 - Mesozoic carbonates, 4 - quartz diorite porphyry, 5 - magnetite ores-skarn, 6 - drill hole V-143, 7 - tectonic boundary.

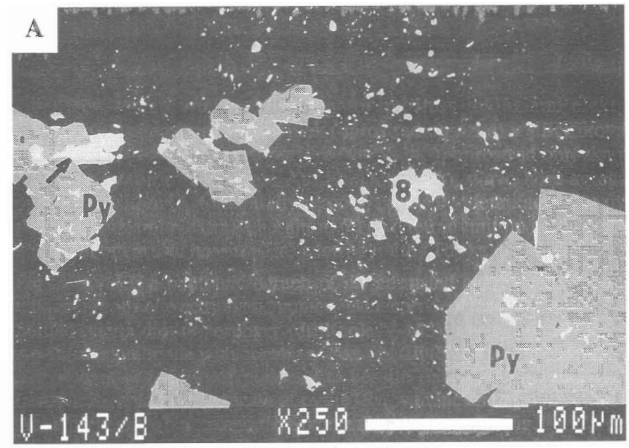


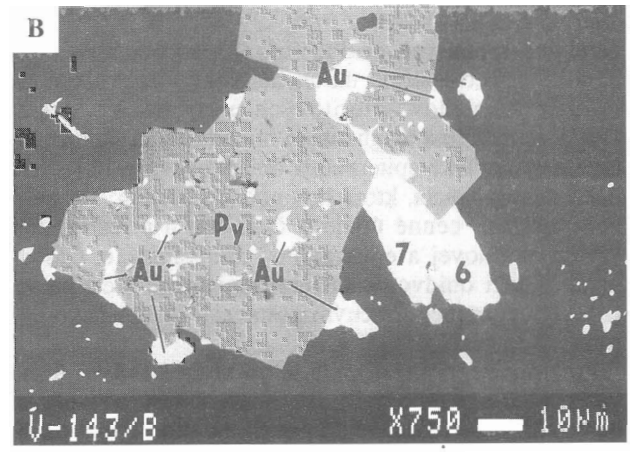


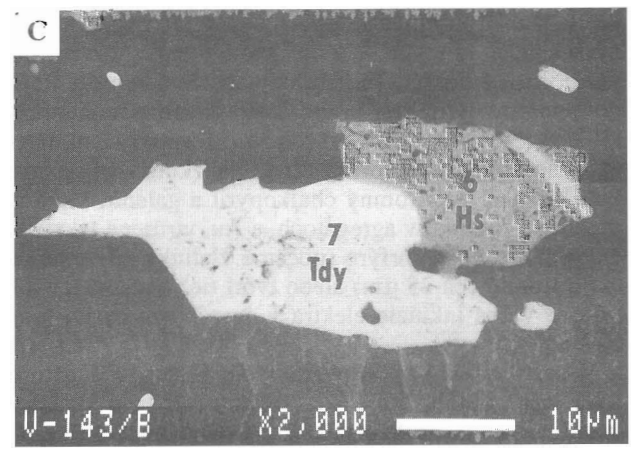


Obr. 2. A - skan xenomorfných inklúzií hessitu (Hs) a telurobizmutitu (Tbi; č. 4 v pravom dolnom rohu) v monominerálnom agregáte pyritu vtrúsenom v silicifikovanom kremeňovo-dioritovom porfýre, vrt V-143; B - detail inklúzie hessitu (Hs) z pravého horného rohu obr. 2a, v ktorom je inkludované submikroskopické elektrum (č. 1) s petzitom (č. 3); C - detail submikroskopického elektra (Au) a petzitu (Ptz) v inklúzii hessitu (Hs) v agregáte pyritu z obr. 2B.

Fig. 2. A - SEM photomicrograph of anhedral inclusions of hessite and tellurobismuthite (Tbi; No. 4 in the right lower corner) in disseminated monomineral aggregate of pyrite in silicified quartz diorite porphyry, drill hole V-143; B - detail of inclusion of hessite (Hs) from the right upper corner of the Fig. 2a in which occur submicroscopic inclusion of electrum and petzite (No. 3); C - detail of submicroscopic electrum (Au) and petzite (Ptz) in the inclusion of hessite (Hs) that occurs in aggregate of pyrite from the Fig. 2B.







Obr. 3. A - skan vtrúsených agregátov pyritu s inklúziami elektra a početných samostatných zlatiniek (uprostred obrázka) v silicifikovanom kremeňovo-dioritovom porfýre (vrt V-143), uprostred obrázka je Ag-Bi sulfotelurid s obsahom Au, Pb a Cu (č. 8), vľavo hore agregát pyritu s hessitom (č. 6) a tetradymitom (šípka); B - detail agregátu pyritu (s inklúziami elektra) s hessítom (č. 6) a tetradymítom (č. 7) z obr. 3a; C - detail zrastu hessitu (Hs) a tetradymitu (Tdy) z obr. 3A-B.

Fig. 3. A - SEM photomicrograph of disseminated aggregates of pyrite with inclusions of electrum and numerous independent leaves of gold in silicified quartz diorite porphyry (drill hole V-143), in the middle occurs Ag-Bi sulphotelluride with content of Au, Pb, Cu (No. 8), in the left upper side occurs aggregate of pyrite with hessite (No. 6) and tetradymite (arrow); B - detail of aggregate of pyrite (Py, with inclusions of electrum - Au) with hessite (No. 6) and tetradymite (No. 7) from the Fig. 3a; C - detail intergrowth of hessite (Hs) and tetradymite (Tdy) from the Fig. 3A-B.

Tab. 1
Reprezentatívne mikrosondové analýzy teluridov a elektra z vrtu V-143, lokalita Klokoč, sz. časť hodrušského rudného poľa
Representative microprobe analyses of tellurides and electrum from the drill hole V-143, Klokoč NW part of the Hodruša ore field, Central Slovakia neovolcanites

No.	S	Ag	Au	Sb	Hg	Cu	Te	Bi	Pb	Suma
1	-	30,96	68,51	-	0,21	0,25	0,28	-	-	100,21
2	0,15	61,07	-	-	-	0,17	37,69	-	1,68	100,75
3	0,19	49,55	14,29	-	-	0,19	35,02	-	1,82	101,07
4	0,09	0,07	-	0,02	-	0,25	48,03	51,95	0,19	100,60
5	0,15	60,06	-	-	-	0,12	38,65	-	-	98,99
6	0,15	60,18	-	-	-	0,12	39,55	-	-	100,00
7	4,49	0,11	-	-	-	0,24	36,65	58,54	-	100,03
8	16,09	27,07	1,81	-	-	0,24	22,86	29,50	1,15	100,02

1 - electrum, 2, 5, 6 - hessite (Ag_2Te), 3 - petzite ($AuAg_3Te_2$), 4 - tellurobismuthite (Bi_2Te_3), 7 - tetradymite (Bi_2Te_2S), 8 - Ag-Bi sulphotelluride.
Čísla analýz v tabuľke korešpondujú s číslami minerálov na obr. 2 a 3.
Number of analyses in table 1 corresponds with number of minerals in the Figs. 2 and 3.

zoických kremitých bridlíc (trias) a karbonátov, ktoré prenikli početné strmo uklonené dajky - subvulkanické intrúzie kremeňovo-dioritových porfýrov. Vo vrte sa zistila dominantná magnetitová mineralizácia skarnového typu a sporadická epitermálna drahokovová ± polymetalická mineralizácia, ktorá je v nízkom obsahu. Vrt zároveň poskytol cenné údaje o časovom a priestorovom vzťahu skarnovej a epitermálnej mineralizácie. Časový vzťah medzi obidvoma mineralizáciami je zreteľne vyjadrený intermineralizačným postavením kremeňovo-dioritových intrúzií.

Epitermálna mineralizácia je vo vrte V-143 vo forme vtrúsených agregátov zŕn a zhlukov agregátov veľkých do 1 cm v silicifikovanom kremeňovo-dioritovom porfýre v hĺbke cca 213 m. V nízkom obsahu je mineralizácia vtrúsená aj v početných karbonátovo-adulárovo-kremeňových žilkách hrubých do 2 cm, ktoré prenikajú kremeňovo-dioritový porfýr. Minerálnu asociáciu reprezentuje: dominantný pyrit, ktorý tvorí často vtrúsené monominerálne agregáty zŕn veľké od cca 25 μm až do 1 cm, resp. aj samostatné xenomorfné zrná, v nízkom - akcesorickom obsahu je prítomný chalkopyrit a galenit, ktoré sa zrastajú s pyritom v agregátoch, a Au, vtrúsené v kremeňovo-dioritovom porfýre (početné zlatinky sú veľké od 1 - 2 μm do cca 25 μm) alebo tvorí tiež početné niekoľko μm veľké inklúzie elektra v agregátoch pyritu (obr. 2a-b).

V monominerálnych pyritových, resp. polysulfidických agregátoch, ktoré sú v nízkom obsahu vtrúsené v silicifikovanom kremeňovo-dioritovom porfýre, sú prítomné inklúzie hessitu a telurobizmutitu (obr. 3a). Inklúzie sú xenomorfné, oválne, okrúhle a dosahujú veľkosť od cca 2 - 3 μm do 80 μm. Mikroskopicky sa pozorovalo, že v inklúziách hessitu sú uzatvorené ďalšie submikroskopické fázy (obr. 3b - c). Chemickým zložením, ktoré sa určilo pomocou mikrosondy, tieto inkludované submikroskopické zrastajúce sa minerálne fázy zodpovedajú petzitu a Au (tab. 1, anal. 1 - 3). Hessit s tetradymitom je aj vo vtrúsených agregátoch zŕn pyritu (s početnými zlatinkami elektra) v silicifikovanom kremeňovo-dioritovom porfýre, s ktorými sa zrastajú (obr. 2a, b, c).

V silicifikovanom kremeňovo-dioritovom porfýre dosahuje obsah Au niekoľko desiatok g/t. Spolu s veľkým množstvom vtrúsených zlatiniek sa tu pozorovali aj dve samostatné xenomorfné zrná žltkavobielej farby veľké 5x10 μm a 15x50 μm (obr. 3a). Majú nižšiu odraznosť a sú tvrdšie ako elektrum, povrch zŕn rýchlejšie matnie a v skrížených nikoloch sú slabo anizotropné. Chemickým zložením tieto minerálne fázy zodpovedajú Ag-Bi sulfoteluridu s obsahom Au, Pb a Cu (tab. 1, anal. 8).

Diskusia

V rade ložísk a typov zrudnení vo svete sú spolu s variabilnými koncentráciami sulfidov, oxidov, Au a rýdzich prvkov prítomné pestré variety Ag, Au, Bi, Cu, Fe, Hg, Ni a Pb teluridov. Tie sú súčasťou paragenetických asociácií, ktoré sa zvyčajne vylúčili v závere mineralizačného procesu - po iniciálnej fáze depozície sulfidov (Afifi et al., 1988b). Hoci podiel teluridov v jednotlivých typoch zrudnenia je relatívne nízky, pomerne často sú významným koncentrátorom napr. Au a Ag (Afifi et al., 1988a).

Napriek celkove nižšiemu podielu v minerálnych asociáciách sú teluridy všeobecne dôležitým indikátorom termodynamických podmienok formovania sa mineralizácie a charakteru fluid. Fugacita (f_{Te2}), (f_{S2}), (f_{02}) a teplota sú popri ďalších faktoroch signifikantným fenoménom, ktorý kontroluje precipitáciu teluridov a stabilitu v prírodnom systéme (Afifi et al., 1988a-b).

Spektrum identifikovaných Te minerálnych fáz (8 teluridov Ag, Au, Bi a Pb a 2 sulfoteluridy Ag, Bi a Sb, rýdzi Te a Te tennantity - tetraedrity) v epitermálnej mineralizácii z 12 lokalít umožňuje komplexnejšie zhodnotiť ich význam v evolúcii metalogenézy v regióne stredoslovenských neovulkanitov. Zistené výskyty majú viaceré spoločné znaky: 1. teluridy sa v nízkom obsahu (okrem koncentrácií v kremnickom rudnom poli a Banskej Hodruši) koncentrujú v mladšej generácii žilných štruktúr v hĺbke pod 200 m; 2. sukcesia vzniku teluridov v týchto štruktúrach je veľmi podobná

a prítomné sú v parageneticky asociáciách, ktoré sa vylúčili v záverečnej fáze depozície polymetalických sulfidov, po ktorej bezprostredne nasledovala precipitácia Au; 3. prevažná časť teluridov výrazne konverguje ku galenitu.

Dešifrovanie vzťahu medzi sulfidmi, oxidmi, Au, rýdzimi prvkami a teluridmi v parageneticky asociáciách vo viacerých lokalitách zo stredoslovenských neovulkanitov (okrem iných faktorov často napr. veľmi malé rozmery teluridov) dosť komplikuje aj ich vzájomné zatláčanie a tiež štruktúry rozpadu pevných fáz. Precipitáciou teluridov sa po iniciálnej fáze depozície sulfidov zvyšuje pomer f_{Te2}/f_{S2}, zrejme ako výsledok obohatenia fluid H_2Te z magmatického zdroja (Afifi et al., 1988b). Z parageneticky vzťahov v kremnických žilných štruktúrach je zrejmé, že po vylúčení rýdzeho Te nasledovala precipitácia teluridov postupne s nižším obsahom Te, čo indikuje znižovanie f_{Te2}, ako aj nedostatok rýdzeho Te na reekvilibráciu s neskoršími fluidami.

Prítomnosť teluridov v parageneticky asociáciách v mnohých ložiskách sveta všeobecne indikuje relatívne krátky interval zvýšenej f_{Te2}, čo je zrejme výsledok kvázi obmedzeného vstupu (obohatenia) - kratšieho uvoľnenia Te do systému (Afifi et al., 1988b). Tento faktor popri interakcii fluid/existujúce minerály, nasledujúcej zmene zloženia fluid a teploty determinuje nielen stabilitu teluridov, ale aj zloženie parageneticky asociácií.

Či bude Au v parageneticky asociácii prítomné v rýdzej forme, resp. ako elektrum, alebo len v petzite (sylvanite a i.), determinujú variácie f_{Te2} a teploty. Napríklad koexistujúci elektrum-hessit v asociácii je premenlivým indikátorom f_{Te2} pri relatívne nízkych hodnotách f_{Te2}. Viaceré teluridy, napr. altait, sú stabilné v širokom intervale hodnôt f_{Te2}-f_{S2}. Hodnoty f_{Te2}-f_{S2} výrazne ovplyvňujú aj interakciu o Te obohatené fluidá/preexistujúce asociácie sulfidov a napr. reakcie typu $2PbS + Te_2 = 2PbTe + S_2$ pufrujú f_{Te2} a f_{S2}, ako aj determinujú prítomnosť a obsah Au, Au teluridov a rýdzeho Te v parageneticky asociáciách (Afifi et al., 1988b). Zároveň hodnoty f_{Te2}-f_{S2} indikujú antipatické minerály v asociácii, napr. pyrit je stabilný s väčšinou teluridov, naproti tomu argentit - altait sú termodynamicky nestabilné.

Fázové vzťahy v ternárnom systéme Au - Ag - Te (Cabri, 1965) spolu s údajmi z termometrie fluidných inklúzií (Ahmad et al., 1987) indikujú, že teplota precipitácie teluridov je nižšia ako 354 °C (bod tavenia sylvanitu), avšak všeobecne pod 250 °C, tlak je <500 barov a salinita fluid je v intervale od 1 do 6 equiv hm. % NaCl (údaje z Kremnice sú celkove v dobrej zhode; Maťo, 1994). Ternárny systém Bi - Te - S obsahuje niekoľko minerálov s variabilným obsahom všetkých troch zložiek a telurobizmutit (Bi_2Te_3) je koncovým členom s najvyšším obsahom Te, ktorý na rozdiel od tetradymitu precipituje pri vysokej f_{Te2}. Tieto Bi teluridy sú stabilné už pri teplote pod 150 °C a s rastúcim pomerom f_{S2}/f_{Te2} precipitujú sulfoteluridy Bi podľa reakcie (Afifi et al., 1988a) $2Bi_2Te_3 + S_2 = 2Bi_2Te_2S + Te_2$.

Záver

Vo vzorke silicifikovaného kremeňovo-dioritového porfýru z vrtu V-143 (sz. časť hodrušského rudného poľa na Z od kóty Klokoč) s epitermálnou mineralizáciou (Au + akcesorické koncentrácie polymetalických sulfidov) sú vo vtrúsených monominerálnych pyritových, resp. polysulfidických agregátoch prítomné inklúzie hessitu a telurobizmutitu. V inklúziách hessitu sú inkludované submikroskopické zrastajúce sa minerálne fázy, ktoré zodpovedajú petzitu a Au. Hessit s tetradymitom je aj vo vtrúsených agregátoch zŕn pyritu (s početnými zlatinkami elektra), s ktorými sa zrastajú. Spolu s veľkým množstvom vtrúsených zlatiniek sa zistili aj minerálne fázy, ktoré zodpovedajú Ag-Bi sulfoteluridu s obsahom Au, Pb a Cu.

Poďakovanie. Autori ďakujú prezidentovi spoločnosti Golden Regent Resources (Calgary, Kanada) Mr. Wiliamovi T. Saltovi za súhlas publikovať zistené čiastkové výsledky.

Literatúra

Afifi, A. M., Kelly, W. C. & Essene, E. J., 1988a: Phase relation among tellurides, sulfides, and oxides: I. Thermochemical data and calculated equilibria. *Econ. Geol., 83, 377 - 394.*

Afifi, A. M., Kelly, W. C. & Essene, E. J., 1988b: Phase relation among tellurides, sulfides, and oxides: II. Applications to telluride-bearing ore deposits. *Econ. Geol., 83, 395 - 404.*

Ahmad, M., Solomon, M. & Walshe, 1987: Mineralogical and geochemical studies of the Emperor gold telluride deposit, Fiji. *Econ. Geol., 82, 345 - 370.*

Cabri, L. J., 1965: Phase relations in the Au-Ag-Te system and their mineralogical significance. *Econ. Geol., 60, 1569 - 1606.*

Gavora, S. et al., 1961: Vyhne-Fe (Klokoč). Záverečná správa s výpočtom zásob. *Manuskript - archív GP Turčianske Teplice, 135.*

Gavora, S. et al., 1970: Vyhne-Fe. Záverečná správa o vyhľadávacom prieskume na Fe rudy a výpočet zásob. *Manuskript - archív GP Spiš. Nová Ves, 155.*

Kalinaj, M. & Bebej, J., 1992: Mineralogické, petrografické a geochemické štúdium Au mineralizácie na 14. obzore žily Rozália. [Čiastková správa.] *Manuskript - GÚ SAV Banská Bystrica, 138.*

Knésl, J. & Knéslová, A., 1995: Slovensko, Au impregnačné rudy v silicifikovaných horninách. Štúdia, stav k 31.3.1995. *Manuskript - archív AuREX TRADE, s. r. o., Banská Bystrica, 265.*

Konečný, V., Miháliková, A., Onačila, D., Rojkovičová, Ľ. & Vozárová, A., 1990: Litologicko-petrografické, mineralogické a geochemické zhodnotenie mapovacích vrtov A-14 a 15. [Záverečná správa.] *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 175.*

Lexa, J., Štohl, J., Brlay, A., Marsina, K., Miháliková, A., Rojkovičová, Ľ., Žáková, E., Panáček, A. & Onačila, D., 1989: Vyhodnotenie vrtu B-2, BBR-1 a prognózne zhodnotenie okolia Banskej Belej. [Záverečná správa.] *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 124.*

Maťo, Ľ., Háber, M. & Knésl, J., 1987: Výskyt Te-mineralizácie v kremnickom rudnom rajóne. *Mineralia Slov., 19, 457 - 467.*

Maťo, Ľ. & Háber, M., 1990: Nová minerálna asociácia v kremnickom rudnom poli. *Mineralia Slov., 22, 383 - 384.*

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

Maťo, Ľ. & Bebej, J., 1994: Zhodnotenie Au mineralizácie zo 14. obzoru bane Rozália v Banskej Hodruši. Správa z výskumu mineralizácie za úlohu Rozália žila Au-Vp. *Manuskript - archív Slov. banská spoločnosť Banská Hodruša, 158.*

Maťo, Ľ., 1994: Minerály tetraedritovo-tennantitovo-goldfieldítového radu z Kremnice. *Mineralia Slov., 26, 405 - 415.*

Onačila, D., Rojkovičová, Ľ., Žáková, E., Repčok, I., Eliáš, K. & Kalinaj, M., 1993: Epitermálna žilná mineralizácia hodrušského rudné-

ho poľa. [Záverečná správa.] *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 142.*

Onačila, D., Hojstričová, E., Havrila, M., Káčer, Š., Marsina, K., Rojkovičová, Ľ., Žáková, E. & Repčok, I., 1994: Metalogenetický model Bukoveckej hráste (vyhodnotenie vrtov A-22, 23,26, 27). [Záverečná správa.] *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 124.*

Rojkovičová, Ľ. & Štohl, J., 1993: Mineralogická, zonálna a veková charakteristika Pb-Zn-Cu mineralizácie vo vrte B-1 (Horná Roveň, Štiavnické vrchy). *Mineralia Slov., 25, 35 - 44.*

Stankovič, J., 1986: Výskyt Bi-Te minerálov v asociácii polymetalickej mineralizácie neovulkanitov z Javoria. *Mineralia Slov., 18, 477 - 478.*

Štohl, J., Žáková, E., Miháliková, A., Határ, J. & Škvarka, Ľ., 1985: Záverečná správa za výskum vrtu KŠ-33. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 158.*

Štohl, J., Hojstričová, E., Mihoková, M. & Rojkovičová, Ľ., 1989: Šobovská polymetalická mineralizácia. *In: Zbor. referátov z odborného seminára v Banskom Studenci. Metalogenéza malých intrúzií neovulkanitov Slovenska, 19 - 20.*

Zepharovich, V., 1859: Mineralogisches Lexicon für das Kaisserthum Österreich. *I. Bd., Wien, Wilhelm Braumüller, 627.*

Zepharovich, V., 1873: Mineralogisches Lexicon für das Kaisserthum Österreich. *II. Bd., Wien, Wilhelm Braumüller, 627.*

Mineralia Slovaca, 28 (1996), 265 - 272

Petrológia amfibolitov a rúl masívu Braniska

SHAH WALI FARYAD

Katedra geológie a mineralógie F BERG Technickej univerzity, Letná 9, 040 84 Košice

(Doručené 3.5.1996, revidovaná verzia doručená 15.7.1996)

Petrology of amphibolites and gneisses from the Branisko crystalline complex, Western Carpathians, Slovakia

After chemical composition the study amphibolites correspond to basalts and basaltic andesites and consist of hornblende, plagioclase, in some cases also of biotite and garnet. The surrounding gneisses of psammopelite composition contain plagioclase, biotite, garnet and accessory sillimanite. Garnet from amphibolites reveals compositional zoning with decrease of Mg and increase of Fe from core to rim of grains. Temperature and pressure conditions, obtained using thermodynamic properties of present minerals and various geothermobarometers, indicate medium-pressure amphibolite facies metamorphism for the Branisko crystalline rocks.

Key words: amphibolite, gneiss, Branisko, metamorphic conditions, Western Carpathians

Úvod

Kryštalický masív Braniska pokladá väčšina autorov (Rösing, 1947; Kamenický, 1956; Maheľ, 1986; Krist et al., 1992) za súčasť tatrika, ale Vozárová (1993) ho na základe analógie mladopaleozoických sekvencií porovnáva so severnou časťou veporika. Tieto rozdiely okrem iného pramenia z nedostatku poznatkov o litológii a metamorfóze tohto komplexu. Novšie ruly oblasti Braniska petrograficky skúmala Vozárová (1993) a podľa zloženia minerálov vypočítala teplotu 600 - 770 °C a tlak 3 - 6 kbar, ale nevylučuje ani vyšší tlak, a to až 10 kbar pri metamorfóze tohto masívu. Táto práca obsahuje výsledky petrologického štúdia amfibolitov z oblasti Braniska, ktoré čiastočne spracovala aj Lörencová (1995). Na porovnanie sa uvádza aj petrografická a mineralogická charakteristika susedných rúl. Osobitná pozornosť sa venuje termobarometrickým výpočtom študovaných hornín.

Geologická pozícia amfibolitov

V súlade s členením alpínskych jednotiek centrálnych Západných Karpát (Putiš, 1992; Krist et al., 1992) patrí kryštalinikum Braniska do tatrika a vystupuje v podobe trojuholníka, ktorý väčšinou ohraničujú zlomy (obr. 1). Severnou hranicou je trias chočského a sčasti krížňanského príkrovu s vápencovo-dolomitickým vývojom. Permské obalové horniny sú v severnej, ale najmä v jv. časti pozdĺž kluknavského zlomu, ktorý oddeľuje kryštalinikum Braniska od masívu Slubice. Západná a východná hranica kryštalických hornín Braniska je tektonická a pokrytá paleogénnymi sedimentmi.

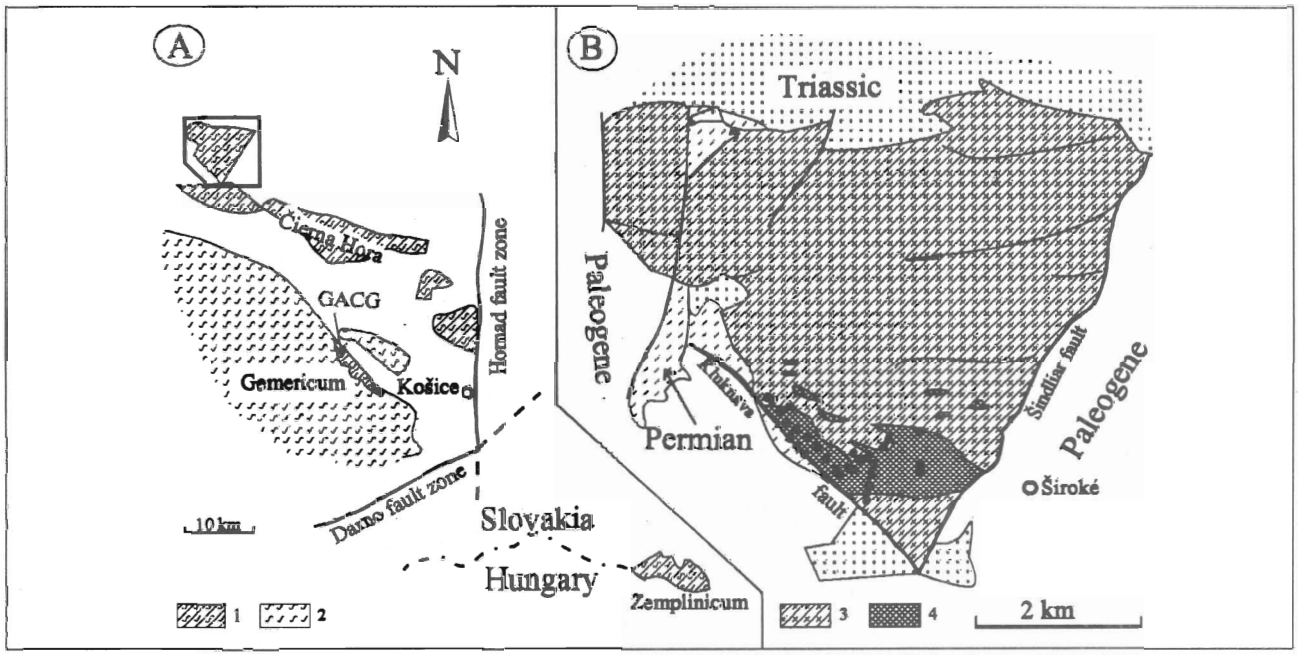
Kryštalinikum tvoria migmatitizované biotitické a granaticko-biotitické (± sillimanit) pararuly, amfibolity a granitoidy. Amfibolity vystupujú v južnom cípe trojuholníka a tvoria jedno veľké teleso (cca 8 x 2 km) a niekoľko malých. Súhlasne s celkovým štruktúrnym plánom územia sú telesá amfibolitov orientované v smere V - Z.

Petrografická a mineralogická charakteristika

Amfibolity a amfibolické ruly

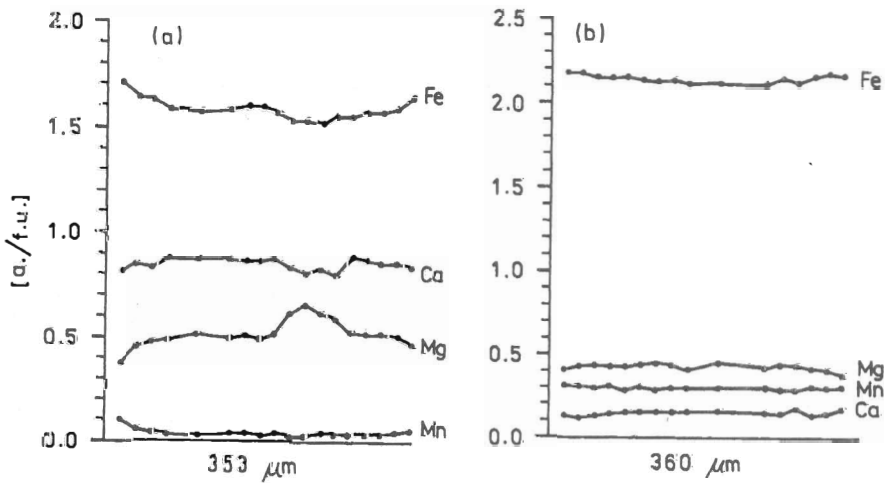
Na rozlíšenie petrografických variet sa odobralo 31 vzoriek v niekoľkých profiloch naprieč amfibolitovými telesami (obr. 1). Podľa obsahu SiO_2 (47,33 - 61,54 hm. %) majú amfibolity zloženie bazaltov a bazaltických andezitov. Obsah Na_2O a K_2O väčšinou ukazuje malé rozdiely (tab. 1). Aj keď podľa obsahu hlavných komponentov (Al_2O_3, FeO, MgO, Na_2O, K_2O) metabazity patria do skupiny hornín vápenato-alkalickej série, pre vysoký stupeň metamorfózy a migmatitizácie susedných hornín ich zaradenie podľa hlavných prvkov nemožno pokladať za vierohodné.

Amfibolity vcelku predstavujú masívne, často slabo usmernené horniny drobnej až hrubej zrnitosti. Podľa minerálneho zloženia a textúry možno rozlíšiť všesmerné strednozrnné až hrubozrnné amfibolity s granátom, príp. strednozrnné až hrubozrnné, takmer monominerálne amfibolové horniny. Lokálne sa vyskytujú pásikované typy amfibolitov, v ktorých svetlé pásiky (hrúbky x cm) sú prevažne z kremeňa a plagioklasu. Podľa obsahu hornblendu, plagioklasu a kremeňa možno skúmané horniny rozdeliť na amfibolity s vyšším obsahom hornblendu ako 70 % a kremeňovo-hornblendovo-plagioklasové ruly (tab. 1). Amfibolity chemickým zložením zodpovedajú bazaltom a amfibolické ruly bazaltickým andezitom. Okrem hlavných minerálov (hornblend a plagioklas) môžu amfibolity a ruly obsahovať biotit, granát a akcesoricky apatit, zirkón, niekedy aj titanit a epidot. Hnedozelený hornblend tvorí lístkovité zrná veľké 0,5 - 2 mm. V biotitických amfibolitoch je



Obr. 1. Schematická geologická mapa kryštalických jednotiek východnej časti Západných Karpát (A) a masívu Braniska (B). 1 - metamorfity amfibolitovej fácie, 2 - metamorfity fácie zelených bridlíc, 3 - migmatity, pararuly a granitoidy, 4 - amfibolity, plné krúžky označujú miesta odberu vzoriek. GACG - rulovo-amfibolitový komplex gemerika.

Fig. 1. Schematized geological map of crystalline units from the eastern part of the Western Carpathians (A) and that from Branisko (B). 1 - amphibolite facies rocks, 2 - greenschist-facies rocks, 3 - migmatites, paragneisses and granitoids, 4 - amphibolites, solid circles show sample locations. GACG - Gneiss - Amphibolite Complex of the Gemericum.



Obr. 2. Graf obsahu Fe, Mg, Mn a Ca od okraja po okraj zŕn granátu z amfibolitu (a) a biotitickej ruly (b).

Fig. 2. Variation of Fe, Mg, Mn and Ca contents from core to rim in garnet from amphibolite (a) and from biotite gneiss (b).

hornblend často prerastený a preniknutý biotitom. Okrem plagioklasu a kremeňa obsahuje uzavreniny akcesorického apatitu a zirkónu. V intenzívne mylonitizovaných typoch je hornblend zatlačený chloritom.

Amfibol má zloženie bežného hornblendu s obsahom Si od 6,8 - 7,0 a./vz. j. a pomeru $Mg/(Mg + Fe^{2+}) = X_{Mg} = 0,59 - 0,65$. Vzorec a podiel dvojmocného a trojmocného Fe v hornblende sa stanovili na základe 23 O a 13 katiónov. Hornblend má pomerne nízky obsah Na^{M4} (0,1 - 0,2 a./vz. j.) a sieť A je zvyčajne obsadená do 0,3 atómami Na a K (tab. 2). Po hornblende je plagioklas druhým najbohatšie zastúpeným minerálom amfibolitov. V paragenéze s granátom a hornblendom sa analyzoval plagioklas s obsahom anortitovej zložky 33 - 38 % (tab. 4).

Granát tvorí jemné zrnká a obsahuje uzavreniny kremeňa. Miestami ho lemuje plagioklas, ktorého zrnká s poly-

Tab. 1
Chemické a približné modálne zloženie amfibolitov a amfibolických rúl oblasti Braniska
Chemical and estimated modal compositions of amphibolites and amphibole gneisses from Branisko Mts.

Č. vzorky	Fg-31/91	Fg-8/91	Fg-28/91	Fg-25/91	Fg-20/91	Fg-18/91	Fg-19/91	Fg-3/91	Fg-21/91	Fg-4/91
SiO_2	47,33	48,66	51,07	52,66	52,67	59,7	59,7	60,2	61,13	61,54
Al_2O_3	13,66	15,24	13,45	14,01	17,49	14,0	14,07	14,93	13,55	14,09
TiO_2	1,04	0,65	1,62	0,92	0,71	0,60	0,72	0,60	0,63	0,60
Fe_2O_3	8,32	7,41	8,34	6,15	4,45	3,87	3,77	3,66	3,27	3,87
FeO	5,06	4,45	5,05	3,88	2,94	2,6	2,58	3,03	2,77	2,50
MnO	0,23	0,19	0,23	0,18	0,12	0,13	0,12	0,11	0,12	0,12
MgO	8,29	8,36	5,39	6,05	4,73	5,00	4,48	4,58	5,13	5,13
CaO	7,69	7,05	8,39	7,64	7,03	5,97	5,80	5,56	5,58	6,86
Na_2O	1,38	2,55	1,71	2,89	4,14	2,44	2,73	2,36	2,66	2,44
K_2O	1,59	0,77	0,80	1,32	1,34	1,66	1,48	1,84	1,22	1,15
P_2O_5	0,37	0,31	0,41	0,30	0,36	0,34	0,19	0,39	0,36	0,36
H_2O	0,77	0,63	0,28	0,55	0,74	0,42	0,50	0,12	0,41	0,08
str. ž.	3,94	3,51	2,61	3,60	2,81	3,23	2,90	2,41	3,26	1,61
Spolu	99,67	99,47	99,35	100,15	99,53	99,99	100,04	99,98	100,09	100,35
Hbl	xxxx	xxxx	xxxx	xxx	xxxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx
Pl	xxx	xx	-	xx	xx	x	xxx	xxx	xx	xxx
Chl (Bt)	-	-	-	x	x	xx	x	-	x	x
Qtz	x	-	x	xx	x	xx	xxx	x	x	xxx
Grt	-	-	xx	-	-	-	-	-	-	-
Tnt	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ep	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-

xxxx > 70 %, xxx > 20 %, xx > 5 %, x > 1 %, - < 1 %

syntetickým lamelovaním sú orientované kolmo na hranicu zŕn granátu. Granát je bohatý na almandínovú zložku (Alm_{50-57}, Grs_{25-30}, Prp_{12-22}, Sps_{1-4}, And_{1-4}, tab. 3) a relatívne veľké zrná sú slabo zonálne. Obsah Mg smerom k okraju klesá a naopak rastie Mn a Fe (obr. 2). Smerom k okraju klesá aj pomer X_{Mg}, a to od 30 (stred) do 19 % (okraj). Obsah Ca od stredu k okraju najprv rastie, potom zostáva takmer nezmenený a na okraji zŕn znovu mierne klesá.

Biotit v menšom až akcesorickom množstve je často prítomný v amfibolitoch. V slabo usmernených typoch je vždy orientovaný v smere bridličnatosti. Aj keď často preniká hornblend, zdá sa, že je s ním v rovnováhe. Okrem drobných zŕn epidotu, ktoré miestami vznikajú rozpadom plagioklasu, sú lokálne zastúpené stĺpčekovité zrná epidotu na styku s hornblendom, resp. uprostred neho. Sú najpravdepodobnejšie metastabilnými reliktmi v amfibolitoch.

Pararuly

Pararuly a migmatity masívu Braniska novšie študovala Vozárová (1993). Tu sa zaoberáme pararulami na styku s amfibolitmi. Podľa minerálneho zloženia ide o tri typy pararúl: biotitické, granatícko-biotitické a amfibolicko-biotitické. Posledný typ je prechodný medzi amfibolitmi a rulami. Všetky typy rúl sú viac-menej mylonitizované. Mylonitizácia najviac postihla biotitické ruly, v ktorých je biotit nahrádzaný chloritom.

Hlavným minerálom pararúl je plagioklas, kremeň, biotit a v niektorých typoch tiež granát, muskovit, lokálne aj sillimanit. Biotit, muskovit a predĺžené zrná kremeňa zvýrazňujú bridličnatosť horniny. Chemické zloženie biotitu a muskovitu je v tab. 5. V porovnaní s biotitom, ktorý opísala Vozárová (1993), a jeho X_{Mg} = 0,45 - 5,5, má sledovaný biotit relatívne nižší obsah flogopitovej zložky, a to s obsahom X_{Mg} = 0,41 - 0,44. Muskovit je zložením blízky ideálnemu muskovitu s obsahom Si = 6,16 - 6,18, ale má relatívne vysoký obsah celadonitovej zložky, ktorú spôsobuje prítomnosť Mg + Fe^{2+} = 0,3 - 0,5 a./vz. j.

Granát v niektorých vzorkách lemujú kryštáliky plagioklasu orientované kolmo na hranicu zŕn granátu. V porovnaní s granátom z amfibolitov má vyšší obsah almandínovej zložky (Alm_{71-73}, Sps_{2-10}, Grs_{1-4}, Prp_{13-15}, tab. 3). Od granátu z pararúl, ktorý opísala Vozárová (1993) a má priemerné zloženie Alm_{71}, Sps_4, Grs_2, Prp_{22}, sa odlišuje nižším obsahom pyropovej a vyšším podielom spessartínovej zložky. Granát zo študovaných rúl je takmer homogénny, avšak niektoré veľké zrná vykazujú nevýrazný pokles Mg a rast Ca a Mn v okrajovej časti (obr. 2).

Plagioklas je hlavným minerálom pararúl a od neho závisia aj variácie textúry migmatitizovaných hornín, napr. okaté alebo stromatitické typy. Väčšinou je slabo sericitizovaný. V čerstvých jedincoch plagioklasu v granátovo-biotitickej rule sa namerala bazicita okolo 25 % (tab. 5). Fibrolitický sillimanit sa vyskytuje v muskovite a zriedka aj v plagioklase.

Fázové vzťahy a metamorfné podmienky

Aj keď amfibolity nemajú veľmi pestrú mineralógiu asociáciu, prítomnosť a obsah minerálnych fáz signalizujú úzku súvislosť so zložením pôvodnej horniny. Amfibolity s vysokým podielom hornblendu (nad 70 %) zodpovedajú zložením bazaltom. Niektoré amfibolity zložením ba-

Tab. 2
Reprezentatívne mikrosondové analýzy amfibolu z amfibolitu vz. č. FB-28/91
Representative microprobe analyses of amphiboles from amphibolite sample FB-28/91

SiO_2	47,52	47,01	46,91
TiO_2	0,73	0,77	0,61
Al_2O_3	8,14	8,87	8,75
Cr_2O_3	0,01	0,02	0,01
Fe_2O_3	3,60	2,79	3,03
FeO	12,67	13,61	13,23
MnO	0,17	0,14	0,19
MgO	11,31	10,93	11,15
CaO	11,56	11,91	11,94
BaO	0,00	0,00	0,00
Na_2O	0,91	0,85	0,92
K_2O	0,27	0,32	0,31
Spolu	96,55	96,96	96,76
Prepočet na		23 O	
Si	7,022	6,949	6,944
Al^{IV}	0,978	1,051	1,056
ΣT	8,000	8,000	8,000
Al^{VI}	0,440	0,494	0,470
Ti	0,082	0,085	0,068
Cr	0,001	0,003	0,001
Fe^{3+}	0,399	0,310	0,338
Fe^{2+}	1,566	1,682	1,638
Mn	0,021	0,017	0,024
Mg	2,491	2,409	2,461
ΣC	5,000	5,000	5,000
Ca	1,830	1,885	1,893
Ba	0,000	0,000	0,000
Na^{M4}	0,170	0,115	0,107
ΣB	2,000	2,000	2,000
Na	0,092	0,129	0,157
K	0,052	0,060	0,059
ΣA	0,144	0,189	0,216
X_{Mg}	0,61	0,59	0,60

Tab. 3
Reprezentatívne mikrosondové analýzy granátov z amfibolitu a pararuly masívu Braniska
Representative microprobe analyses of garnet from amphibolite and paragneiss

Hornina	amfibolit		pararula		
Vzorka	FB-28/91		FB-23/91		
	r	c	r	c	r
SiO_2	37,93	36,70	37,95	36,90	36,70
TiO_2	0,05	0,08	0,05	0,02	0,01
Al_2O_3	21,27	21,22	21,37	20,91	21,02
Cr_2O_3	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe_2O_3	0,78	1,65	1,05	1,03	0,96
FeO	25,95	23,85	25,22	31,63	32,25
MnO	1,64	0,49	0,92	4,44	4,47
MgO	3,22	5,62	4,02	3,73	3,46
CaO	9,68	9,61	9,98	1,75	1,60
Spolu	100,53	99,34	100,60	100,30	100,37
Prepočet na			12 O		
Si	2,981	2,895	2,966	2,960	2,950
Al^{VI}	0,019	0,105	0,034	0,040	0,050
Al^{IV}	1,951	1,867	1,935	1,93	1,941
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Fe^{3+}	0,046	0,102	0,062	0,062	0,058
Ti	0,003	0,005	0,003	0,001	0,001
Mg	0,377	0,660	0,468	0,446	0,415
Fe^{2+}	1,705	1,570	1,648	2,122	2,168
Mn	0,109	0,033	0,061	0,302	0,304
Ca	0,815	0,812	0,836	0,150	0,138
Alm	56,8	51,0	54,7	70,2	71,6
Prp	12,5	21,6	15,5	14,7	13,7
Sps	3,6	1,0	2,0	10,0	10,0
Grs	24,8	21,4	24,6	2,0	1,7
Adr	2,2	4,9	3,0	3,0	2,8

Tab. 4
Reprezentatívne mikrosondové analýzy plagioklasu z amfibolitu a pararuly
Representative plagioclase analyses from amphibolite and paragneiss

Hornina	amfibolit		pararula	
Vzorka	FB-28/91		FB-23/91	
	10	12	104	105
SiO_2	58,64	58,46	62,08	61,39
Al_2O_3	26,63	27,19	24,53	24,45
CaO	8,03	7,84	5,64	5,59
Na_2O	7,10	6,30	8,51	8,34
K_2O	0,13	0,54	0,12	0,15
Spolu	100,36	99,92	100,89	99,92
Prepočet na		8 O		
Si	2,605	2,600	2,730	2,726
Al	1,395	1,425	1,271	1,279
Ca	0,382	0,374	0,266	0,266
Na	0,612	0,543	0,725	0,718
K	0,008	0,031	0,007	0,009

zaltov obsahujú aj granát, avšak jeho prítomnosť je podmienená relatívne vyšším Fe^{2+} ($X_{Mg} < 0,59$, tab. 1). Tieto vzorky majú zároveň aj relatívne vysoký obsah Mn. Uvedené vzťahy dobre korelujú s fázovými pravidlami a empirickými pozorovaniami vplyvu Fe^{2+} a Mn na tvorbu granátu (Spear, 1988; Symmes a Ferry, 1992).

V ACFM diagrame (obr. 3) sa väčšina vzoriek koncentruje v poli vymedzenom spojnicou granát - hornblend - plagioklas. Vzorky bez granátu sú posunuté smerom k vrcholu Ca, príp. ležia mimo hornblendovo-plagioklasovej línie. Biotit, resp. jeho chloritové pseudomorfózy sa vyskytujú v horninách s podielom K_2O vyšším ako 1 %. Podobnú závislosť možno pozorovať medzi prítomnosťou titanitu a obsahom TiO_2 v hornine (tab. 1).

Na výpočet metamorfných podmienok sa použili rozličné geotermobarometre aplikovateľné na mineráne asociácie v študovaných amfibolitoch a rulách. Krivky reakcií vedúce k tvorbe granátu v amfibolitoch (Hbl + An = Grs + Prp + Q + W) na obr. 4 sa vypočítali na základe termodynamických údajov a programu GeO-Calc (Berman, 1988; Brown et al., 1989) a Thermo-Calc (Holland a Powell, 1990). V obidvoch prípadoch sú krivky tlakovo závislé. Prvá metóda dáva tlak 11 kbar stredu a 9 kbar okraja granátu. Relatívne nižší tlak (8 kbar v strede a 6 kbar na okraji granátu) sa získal použitím termodynamických údajov a programom Thermo-Calc. Podobné tlakové pod-

Tab. 5
Reprezentatívne mikrosondové analýzy biotitu a muskovitu z pararuly vz. č. FB-23/91
Representative biotite and muscovite analyses from paragneiss sample FB-23/91

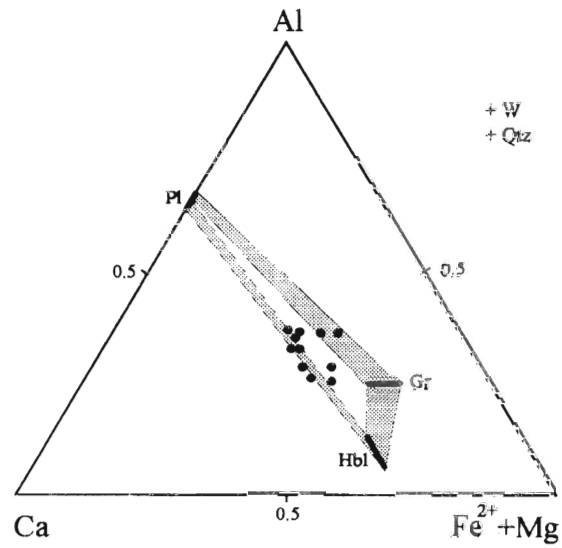
SiO_2	34,41	34,43	46,00	46,10
TiO_2	2,61	2,56	0,03	0,03
Al_2O_3	18,62	18,66	33,97	33,84
Cr_2O_3	0,00	0,01	0,00	0,04
Fe_2O_3	20,87	20,37	2,32	2,10
MnO	0,26	0,28	0,03	0,03
MgO	8,46	8,46	1,53	1,63
BaO	0,33	0,21	0,05	0,05
Na_2O	0,14	0,21	0,44	0,66
K_2O	9,68	9,70	10,48	10,26
F	0,12	0,12	-	-
Cl	0,33	0,22	0,07	0,19
Spolu	95,84	95,24	94,94	94,95
Prepočet na		22 O		
Si	5,315	5,332	6,163	6,181
Al^{IV}	2,685	2,668	1,837	1,819
Al^{VI}	0,706	0,738	3,526	3,528
Ti	0,303	0,297	0,003	0,003
Cr	0,000	0,002	0,003	0,005
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,102	0,077
Fe^{2+}	2,696	2,638	0,158	0,158
Mn	0,034	0,037	0,004	0,004
Mg	1,948	1,952	0,306	0,325
Ba	0,020	0,013	0,003	0,003
Na	0,042	0,063	0,114	0,171
K	1,907	1,917	1,791	1,755
Cl	0,032	0,031	-	-
F	0,159	0,110	0,029	0,083

Tab. 6
Teplota (°C) a tlak (kbar) vypočítané na základe granátovo-hornblendového geotermometra (Graham a Powell, 1984) a granátovo-hornblendovo-plagioklasovo-kremeňového barometra (Khun a Spear, 1989)
Metamorphic temperatures (°C) and pressures (kbar) calculated using garnet-hornblende geothermometry (Graham and Powell, 1984) and garnet-hornblende-plagioclase-quartz barometry (Khun a Spear, 1989)

T	$P1_{Fe}$	$P2_{Fe}$	$P1_{Mg}$	$P2_{Mg}$	P
584	8,2	6,6	10,6	10,0	8,8
656	8,6	7,9	11,1	10,9	9,6
653	7,6	6,7	10,3	9,9	8,6
677	7,4	7,0	10,3	9,7	8,6
705	5,7	5,7	9,1	7,8	7,1
696	6,1	6,2	9,3	8,5	7,5
710	7,1	7,0	10,2	9,5	8,4
733	7,1	7,60	10,1	9,4	8,5
727	8,8	9,8	11,3	11,2	10,1
675	8,5	7,8	11,1	10,8	9,5
674	8,2	7,7	10,9	10,5	9,3
730	8,7	8,9	11,2	11,0	10,0

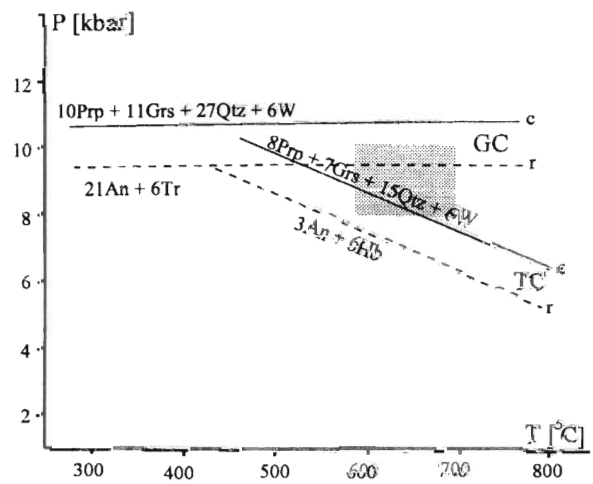
P1, P2 - tlak vypočítaný podľa modelu 1 a 2; P - priemerný tlak
P1, P2 - pressures calculated on the basis of model 1 and 2; P - average pressure values

mienky (8,84 kbar v strede, 10 kbar na okraji granátu, tab. 6, obr. 4) identifikoval aj geotermobarometer Kohn a Spear (1989). Jeho novšia verzia (Kohn a Spear, 1990) dáva pomerne konštantný tlak, v priemere 8 - 9 kbar. Teplota 730 °C v strede a 684 °C na okraji granátu sa vypočítali hornblendovo-granátovým geotermometrom (Graham a Powell, 1984).



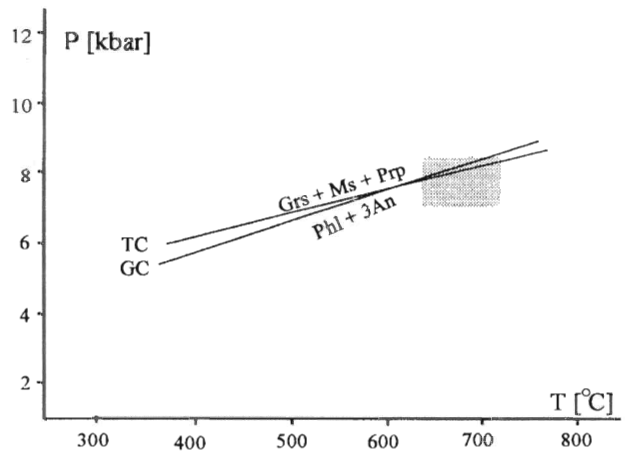
Obr. 3. Al:Ca:(Fe^{2+} + Mg) diagram amfibolitov masívu Braniska. Horninové a minerálne analýzy sú projektované z SiO_2, H_2O. V prípade prítomnosti iných minerálov sa horninové analýzy zároveň premietli z biotitu, príp. titanitu.

Fig. 3. The Al:Ca:(Fe^{2+} + Mg) diagram for amphibolites from the Branisko Mts. The mineral phases are projected from SiO_2, H_2O. In the presence of biotite and titanite the bulk rock analyses were projected also from biotite and titanite.



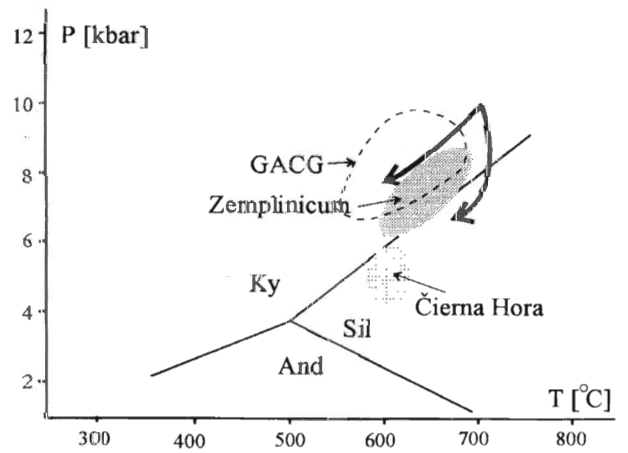
Obr. 4. P-T diagram granatického amfibolitu. Plné čiary vyjadrujú krivky reakcií stredu granátu (c) a čiarkované okraja granátu (r). Pozícia kriviek sa stanovila pro gramom GeO-Calc (GC) a Thermo-Calc (TC). Vymedzené pole zodpovedá teplote a tlaku získaným geotermometrom (Graham a Powell, 1984) a geobarometrom (Kohn a Spear, 1989, 1990).

Fig. 4. P-T diagram for garnet amphibolite. Solid curves indicate reactions for core (c) and dashed for rim (r) of garnet. The reaction curves were calculated using the GeO-Calc (GC) and Thermo-Calc (TC) programs. Solid field represents pressures and temperatures, obtained by geothermometry of Graham and Powell (1984) and geobarometry of Kohn and Spear (1989, 1990).



Obr. 5. P-T diagram granaticko-biotitických rúl. Vymedzené pole vyjadruje teplotu a tlak vypočítané geotermometrom (Perchuk, 1983) a geobarometrom (Ghent a Stout, 1981). Ostatné ako na obr. 3.

Fig. 5. P-T diagram for garnet-biotite gneisses. Solid field shows temperatures and pressures calculated using geothermometry of Perchuk and Lavrentjeva (1983) and geobarometry of Ghent and Stout (1981). Other explanations as in Fig. 3.



Obr. 6. Pravdepodobný teplotný a tlakový trend vývoja metamorfózy kryštalických hornín masívu Braniska. Šípka 1 vyjadruje P-T trend v amfibolitoch a šípka 2 v migmatitizovaných a granitizovaných rulách. Vyznačené sú aj P-T podmienky ostatných kryštalických jednotiek východnej časti Západných Karpát ako na obr. 1.

Fig. 6. P-T path of amphibolite facies metamorphism inferred for the Branisko crystalline complex. Arrows 1 and 2 indicate P-T paths for amphibolite and migmatized or granitized gneisses, respectively. Pressure and temperature conditions of other crystalline units from the eastern part of the Western Carpathians are also shown (see also Fig. 1).

Na rozdiel od amfibolitov je granát v pararulách takmer homogénny (obr. 2). Rovnovážne krivky reakcie tvorby granátu Bt + Pl = Ms + Gr + W získané použitím termodynamických údajov Bermana (1988) a Hollanda a Powella (1990) dávajú tlak 8 - 6 kbar (obr. 5), teda podobne ako z okrajových častí granátu z amfibolitov. Teplota tejto paragenézy sa získala Gr-Bt termometrom. Najreálnejšie teplotné podmienky (700 - 730 °C, tab. 7) poskytuje termometer Perčuka a Lavrentevovej (1983). Jeho vierohodnosť potvrdili aj iné práce (Klemman, Reinhardt a Faryad, 1995a). Pri asociácii granát - muskovit - plagioklas - biotit sme použili barometer Ghenta a Stouta (1981). Tlak získaný touto metódou sa pohybuje medzi 7 - 8 kbar (tab. 8).

Z uvedených výpočtov vychodí, že metamorfóza masívu Braniska bola strednotlaková, s maximálnymi P-T podmienkami okolo 10 kbar pri 700 °C (obr. 6). Nízky tlak a vysoká teplota, ktoré získala pri pararulách aj Vozárová (1993), boli pravdepodobne späté s dekompresiou a granitizáciou v závere vývoja komplexu. Takúto zmenu metamorfných podmienok signalizuje aj zonálnosť granátu v amfibolitoch, ktorý má v strednej časti relatívne vysoký podiel Mg s nevýrazným poklesom smerom k okraju.

Ak sa vychádza z tlakových podmienok metamorfózy susedných kryštalických jednotiek Čiernej hory (3 - 5 kbar pri bujanovskom komplexe; Jacko et al, 1990, a 5 - 6 kbar pri miklošovskom komplexe, Kríst et al., 1992), potom sa horniny masívu Braniska odlišujú vyšším tlakom. V rámci kryštalických jednotiek východnej časti Západných Karpát sú zistené P-T podmienky masívu Braniska porovnateľné s horninami kryštalinika

Tab. 7
Teplota získaná granátovo-biotitovými geotermometrami: FS (Ferry a Spear, 1987), PL (Perchuk a Lavrentjeva, 1983), HS (Hodges a Spear, 1982), GS (Ganguly a Saxena, 1984)
Metamorphic temperatures calculated using garnet-biotite geothermometry: FS (Ferry and Spear, 1987), PL (Perchuk and Lavrentjeva, 1983), HS (Hodges and Spear, 1982), GS (Ganguly and Saxena, 1984)

FS	PL	HS	GS
704	669	721	679
771	701	787	737
795	712	813	756
758	695	777	723
768	700	789	733
785	708	806	745
794	712	816	752
799	714	819	758
733	683	754	705
769	700	790	728
761	696	783	721

Tab. 8
Tlak získaný granátovo-biotitovo-plagioklasovo-muskovitovým barometrom (Ghent a Stout, 1981) z pararuly
Metamorphic pressures calculated using garnet-biotite-plagioclase-muscovite barometry (Ghent and Stout, 1981) for paragneisses

Pl(Mg)	P2(Fe)	P
5,0	9,5	7,2
4,8	8,9	6,8
5,1	9,1	7,1
5,4	9,6	7,5
5,5	9,6	7,5
5,6	9,6	7,6
5,7	9,7	7,7
5,6	9,6	7,6
5,6	10,0	7,8
6,5	10,0	8,3
5,6	9,7	7,6

zemplinika (5,5 - 8,5 kbar pri 600 - 700 °C; Faryad, 1995a) a s rulovo-amfibolitovým komplexom gemerika (7 - 10 kbar pri 550 - 680 °C; Faryad, 1995b). V súvislosti s predalpínskymi jednotkami tatrika možno študované horniny korelovať s vrchnou strednotlakovou jednotkou (Hovorka et al., 1993; Janák et al., 1993), ktorá je zároveň charakteristická prítomnosťou amfibolitov.

Záver

Amfibolity a ruly v južnej časti masívu Braniska vznikli z bázických až stredne bázických magmatitov zloženia bazaltu a bazaltických andezitov. Okrem hornblendu a plagioklasu obsahujú biotit a miestami aj granát. Teplota a tlak získané na základe rovnovážnych reakcií a rozličných geotermobarometrov poukazujú na strednotlakovú metamorfózu v amfibolitovej fácii. Granát je zonálny a jeho stredná časť dáva priemerný tlak 10 kbar pri teplote 700 °C a okrajová časť 8 kbar pri 600 °C. Relatívne nízky tlak (7 - 8 kbar), ale vyššia teplota (okolo 700 - 730 °C) sa získali z pararúl, ktoré tvorí plagioklas, biotit, muskovit, kremeň a nezonálny granát. Vypočítaná teplota a tlak umožňujú rekonštruovať priebeh strednotlakovej metamorfózy, ktorú v záverečných etapách sprevádzala dekompresia a granitizácia.

Poďakovanie. Vzorky použité v tejto práci sa odobrali v rámci výskumnej úlohy katedry geológie a mineralógie F BERG Technickej univerzity v Košiciach a GÚDŠ Bratislava roku 1991. Chemické analýzy hornín sprostredkoval J. Vozár. Mikrosondové analýzy vyhotovil mineralogický ústav Bochumskej univerzity. Cenné pripomienky J. Spišiaka k rukopisu skvalitnili túto štúdiu.

Literatúra

Faryad, S. W., 1995a: Geothermobarometry of metamorphic rocks from the Zemplinicum. The Western Carpathians, Slovakia. *Geol. Carpath., 46, 113 - 123.*

Faryad, S. W., 1995b: Constraint of P-T conditions of metamorphic complexes in the Gemericum. *Mineralia Slov., 27, 9 - 19.*

Ferry, J. M. & Spear, F. S., 1987: Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrology, 66, 113 - 117.*

Ganguly, J. & Saxena, S. K., 1984: Mixing properties of alumino-silicate end-members. *Contrib. Mineral. Petrology, 48, 137 - 148.*

Ghent, E. D. & Stout, M. Z., 1981: Geobarometry and Geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. *Contrib. Mineral. Petrology, 76, 92 - 97.*

Graham, C. M. & Powell, R., 1984: A garnet-hornblende geothermometer, calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California. *J. Metamorphic geol., 2, 13 - 31.*

Hodges, K. & Spear, F. S., 1982: Geothermometry, geobarometry and the Al_2O_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Amer. Mineralogist, 67, 1118 - 1134.*

Holland, T. & Powell, R., 1990: Calculated mineral equilibria in the greenschist-blueschist-eclogite facies in Na_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. Methods, results and geological applications. *Contrib. Mineral. Petrology, 104, 85 - 98.*

Holland, T. J. B. & Powell, R., 1990: An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2-O_2. *J. Metamorphic geol., 8, 89 - 124.*

Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P., 1993: Geodynamic setting of the main Pre-Alpine basement complexes: the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 44, 258.*

Jacko, S., Korikovskij, S. P. & Boronichin, V. A., 1990: Equilibrium assemblages of gneisses and amphibolites of Bujanová complex. *Mineralia Slov., 22, 231 - 239.*

Janák, M., Pitoňák, P. & Spišiak, J., 1993: Banded amphibolic rocks from the Low and Western Tatra Mts.: Evidence of the lower-crustal components in the Pre-Alpine basement of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 44, 260.*

Kamenický, L., 1956: Predbežná správa o základnom geologickom výskume kryštalinika Braniska. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Kleemann, J. & Reinhardt, J., 1994: Garnet-biotite thermometry revisited: The effect of Al(VI) and Ti in biotite. *Eur. J. Mineralogy, 6, 925 - 941.*

Kohn, M. J. & Spear, F. S., 1989: Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + hornblende + plagioclase + quartz. *Amer. Mineralogist, 74, 77 - 84.*

Kohn, M. J. & Spear, F. S., 1990: Two new geobarometers for garnet amphibolite, with application to southern Vermont. *Amer. Mineralogist, 75, 89 - 96.*

Krist, E., Korikovskij, S. P., Putiš, M., Janák, M. & Faryad, S. W., 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathian crystalline complexes. *Comenius University, 324.*

Lörencová, A., 1995: Petrológia amfibolitov oblasti Braniska. [Diplom. práca.] *Manuskript - Katedra geológie a mineralógie, F BERG Technická univerzita, Košice, 77.*

Maheľ, M., 1986: Geological structure of the Czechoslovak Carpathians. Paleoalpine units. *Veda, Bratislava, 496.*

Perchuk, L. L. & Lavrentjeva, I. V., 1983: Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. *In: Saxena, S. K. (Ed.): Kinetics and equilibrium mineral reactions. Adv. phys. geochem., 3, 199 - 239.*

Powell, R. & Holland, T., 1990: Calculated mineral equilibria in the pelitic system, KFMASH (K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O). *Amer. Mineralogist, 75, 367 - 380.*

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

Rösing, F., 1947: Die geologische Verhältnisse des Branisko-Gebirges und Čierna hora (Karpaten). *Zeitschrift Deuts. Geol. Gessel., 99, 8 - 39.*

Spear, F. S., 1988: Metamorphic fractional crystallization and internal metasomatism by diffusional homogenization of zoned garnets. *Contrib. Mineral. Petrology, 99, 507 - 517.*

Symmes, G. H. & Ferry, J. M., 1992: The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism. *J. Metamorphic geol., 221 - 237.*

Vozárová, A., 1993: Pressure-temperature conditions of metamorphism in the northern part of the Branisko crystalline complex. *Geol. Carpath., 44, 219 - 232.*

Petrology of amphibolites and gneisses from the Branisko crystalline complex, Western Carpathians, Slovakia

The Branisko crystalline complex is situated in the eastern part of the Western Carpathians (Fig. 1). It has tectonic contact with surrounding Permian and Mesozoic sequences in the North, West and South-West. The eastern boundary of the complex is covered by Paleogene sediments. The most common rocks of the Branisko crystalline complex are migmatized biotite and garnet-biotite (± sillimanite) gneisses, amphibolite and granitoids. The amphibolites occur in the southern part of this complex and form one large (ca. 8 x 2 km) and several small bodies. Congruently with the structural system of this area, the amphibolites have E - W orientation.

Petrography and mineralogy

Amphibolites and hornblende gneisses

Geochemically the amphibolites correspond to basalts and basaltic andesite. After textures and mineral assemblages

they are classified as medium to coarse-grained garnet amphibolite and garnet-free hornblende-rich amphibolite. Occasionally, some banded amphibolites with plagioclase- and quartz-rich bands (x cm in width) also occur. Apart from hornblende and plagioclase, the amphibolites and gneisses can contain biotite and accessory amounts of apatite, zircon, titanite and epidote. Amphibole is magnesio-hornblende in composition with Si content ranging from 6.8 to 7.0 a./f. u. and X_{Mg} = 0.59 - 0.65. Garnet is rich in almandine (Alm_{50-57}, Grs_{25-30}, Prp_{12-22}, Sps_{1-4}, And_{1-4}, Tab. 3) and it is slightly zoned. The Mg content decrease and Mn and Fe increase towards rim (Fig. 2). A decrease of $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ratio from 30 % to 19 % from core to rim can be also observed. Plagioclase, analyzed in garnet- and hornblende-bearing assemblage, has anorthite content ranging from 33 to 38 % (Tab. 4).

Paragneisses

Paragneisses and migmatites from the Branisko complex have been studied by Vozárová (1993). In this work, some gneisses adjacent to amphibolites are discussed. In addition to plagioclase, quartz, biotite, some gneisses contain also garnet, muscovite, occasionally also sillimanite. Biotite, muscovite and long-shaped quartz grains define schistosity in the rock. Chemical compositions of biotite and muscovite are given in Tab. 5. Garnet is rich in almandine (Alm_{71-73}.Sps_{9-10}, Grs_{1-4}, Prp_{13-15}, Tab. 3) and indicates no compositional zoning (Fig. 2). Plagioclase from garnet biotite gneiss has about 25 % anorthite contents (Tab. 5). A fibrolitic sillimanite occurs in muscovite, rarely also in plagioclase.

Phase relations and metamorphic conditions

The presence of garnet in some amphibolite samples probably relate to high X_{Mg} and Mn content in the rock. The ACFM diagram (Fig. 3) indicates that most samples plot between garnet-hornblende-plagioclase tie-lines. Garnet-free samples are shifted towards Ca-side. In order to calculate metamorphic conditions, available geothermobarometers for the present assemblage in amphibolites and gneisses were used. The calculated pressure and temperature conditions are given in Tabs. 6 - 8 and Figs. 4 and 5. Pressure of 10 kbar at 700 °C were obtained for core and of 8 kbar at 600 °C for rim of garnet in amphibolite. Relatively lower pressures but higher temperatures were calculated for gneisses (Fig. 5).

According to the calculated P-T data, the Branisko crystalline complex underwent medium-pressure amphibolite facies conditions with maximum pressure and temperature of 10 kbar and 700 °C (Fig. 6). Lower pressures and higher temperatures that Vozárová (1993) obtained for paragneisses probably relate to decompression accompanied by granitization. Compared to the Čierna hora crystalline complex, the Branisko rocks indicate higher pressures (Fig. 6). The calculated P-T conditions can be correlated to gneiss-amphibolite complex of the Gemericum.

Mineralia Slovaca, 28 (1996), 273 - 280

Dva genetické typy metabazitov v juhozápadnej časti veporika

DUŠAN HOVORKA[1] a ŠTEFAN MÉRES[2]

[1]Prírodovedecká fakulta UK, katedra mineralógie a petrológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2]Prírodovedecká fakulta UK, katedra geochémie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 21.2.1996, revidovaná verzia doručená 13.6.1996)

Two metabasite types in the sw. part of the Veporic Unit

In the southwestern part of the Veporic Unit we have distinguished at least two different types of metabasites: 1. metabasites being part of the leptyno-amphibolite complex of the Western Carpathians (LACWECA, defined by Hovorka et al., 1992), which has been previously described from several Western Carpathians geological units, 2. metavolcanics of low grade metamorphic recrystallization; which bear relics of volcanic structures as well as minerals of volcanic provenience. This metavolcanics are the most probably Alpine recrystallized Late Paleozoic volcanics, which are member of the Late Paleozoic complex of the Western Carpathians (LAPWECA - Hovorka et al., l. c.).

Key words: metabasites, leptyno-amphibolite complex, Late Paleozoic complex, Veporic Unit, Western Carpathians

Úvod

V jz. časti veporického kryštalinika v oblasti medzi Uderinou a Lovinobaňou vystupujú v podobe niekoľkých telies metabazity, ktorých genéza sa doteraz podrobne neštudovala.

Názory na povahu a príslušnosť metabazitov tejto oblasti sa formovali pri tvorbe geologických máp. V geologickej mape 1:200 000, list Zvolen (Kuthan et al., 1964), sa označujú ako amfibolity svorovej (kohútskej) série a podľa v tom období všeobecne prijímaných náhľadov (Zoubek in Buday et al., 1961) sa zaradili do mladšieho proterozoika. V najnovšej publikovanej geologickej mape tejto oblasti (Vass et al., 1992) sa označujú ako metabáziká („zvláštne metabázické horniny", Vozárová in Vass a Elečko, 1992) a zaraďujú sa do staršieho paleozoika - spodného karbónu.

Petrografická pestrosť metabazitov, odlišné názory na ich charakter, stratigrafické zaradenie a zásadný obrat v náhľadoch na genézu niektorých metabazitov kryštalinika Západných Karpát v posledných rokoch (Hovorka a Méres, 1989, 1990, 1993; Hovorka et al., 1992, 1993) nás viedli k terénnemu a laboratórnemu rekognoskačnému štúdiu. Základné predbežné zistenia zverejňujeme najmä preto, že sú námetom na riešenie podobnej problematiky aj v ďalších oblastiach tatrika a veporika Západných Karpát a majú zásadný význam pri tvorbe (resp. verifikácii) geologických máp oblastí predmezozoických útvarov.

Geologická pozícia

Na publikovanej geologickej mape 1:50 000, list Lučenecká kotlina a Cerová vrchovina (Vass et al., 1992), sa študované horniny vyznačujú ako jedno súvislé teleso „metabázik" (staršie paleozoikum - spodný karbón) na ploche približne 750 x 3000 m (obr. 1). Teleso je odkryté najmä na západnej a sz. strane a má pretiahnutý tvar v smere SSV - JJZ. Od JV sa na metabazity (Vass et al., l. c.) nasunuli rozličné členy revúckej skupiny: metapieskovce a rôzne typy bridlíc s vložkami vulkanoklastík. Pri svojom sv. a sz. ukončení sa teleso metabazitov stýka s muskoviticko-chloritickými svormi a s kremitými svormi s vložkami grafitických bridlíc (= komplex Ostrej; Bezák, 1988).

Charakteristika metabazitov

Sumarizácia terénnych zistení a štúdia výbrusov z povrchových výskytov medzi Uderinou a Lovinobaňou dovoľuje rozlíšiť dva základné typy metabazitov, a to 1. amfibolity a 2. bázické metavulkanity.

Amfibolity

Amfibolity v jz. časti veporika (napr. medzi Uderinou a Lovinobaňou a v malom opustenom lome na hrebeni 1,5 km na SZ od Mládzova) sú zastúpené jemnozrnnými až strednozrnnými typmi, ktoré sa vo vertikálnom reze mnohonásobne striedajú so svetlými polohami - leptynitmi. Leptynity majú jednoduché minerálne zloženie: prevládajú v nich kyslé plagioklasy a kremeň a k nim vo variabilnom podiele pristupuje granát, amfibol, ojedinele minerály klinozoisitovej skupiny a tmavá sľuda. V diskutovanom komplexe celkovo prevládajú amfibolity s. s. nad svetlými leptynitickými polohami.

Textúra amfibolitov je usmernená, páskovaná (obr. 5/2), bridličnatá, štruktúra granonematoblastická (amfibolity s. s.), lepidogranoblastická, porfyroblasticko-nematoblastická (granatické amfibolity, obr. 5/4, 5/6) a nematoblastická (melaamfibolity).

Tab. 1
Chemické zloženie amfibolov zo študovaných metabazitov
Chemical composition of amphiboles from metabasites studied

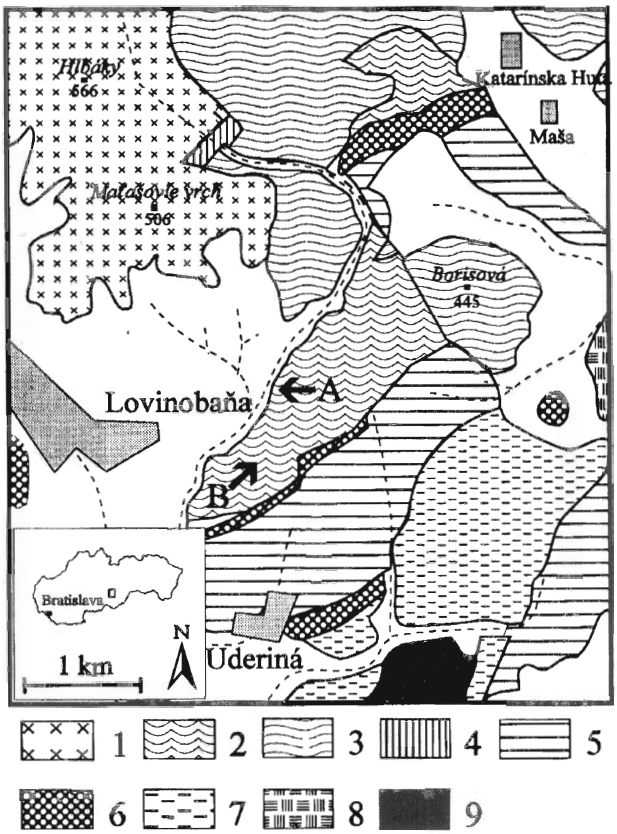
Hornina	amfibolity				metavulkanity			
Č. vzorky	LB-1	LB-1	LB-2	LB-2	SYA-529	SYA-529	SYA-528	SYA-528
SiO_2	45,91	46,89	46,98	46,90	43,33	43,18	43,91	43,57
TiO_2	0,75	1,00	0,86	0,84	1,62	1,60	1,61	1,67
Al_2O_3	13,41	13,18	13,78	13,11	13,32	12,43	12,37	12,84
FeO	11,49	11,05	10,73	11,96	14,30	14,91	15,00	14,93
MnO	0,18	0,24	0,15	0,13	0,36	0,36	0,46	0,40
MgO	12,53	13,08	12,99	13,16	11,20	11,31	11,26	11,44
CaO	9,30	10,49	10,28	10,33	10,36	10,93	10,61	9,87
Na_2O	1,64	1,47	1,68	1,32	1,94	1,72	1,78	1,89
K_2O	0,29	0,34	0,47	0,35	1,15	1,10	1,11	1,17
Spolu	95,50	97,74	97,92	98,10	97,58	97,54	98,11	97,78
Si^{IV}	6,73	6,72	6,71	6,72	6,42	6,43	6,49	6,45
Al^{IV}	1,27	1,28	1,29	1,28	1,58	1,57	1,51	1,55
T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al^{VI}	1,05	0,95	1,03	0,93	0,74	0,61	0,64	0,69
Ti	0,08	0,11	0,09	0,09	0,18	0,18	0,18	0,19
Mg	2,74	2,80	2,77	2,81	2,47	2,51	2,48	2,52
Fe	1,13	1,15	1,11	1,17	1,61	1,70	1,70	1,60
M1, 2, 3	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Fe	0,28	0,18	0,17	0,27	0,16	0,16	0,16	0,25
Mn	0,02	0,03	0,02	0,02	0,05	0,05	0,06	0,05
Ca	1,46	1,61	1,57	1,59	1,64	1,74	1,68	1,57
Na	0,23	0,18	0,24	0,13	0,15	0,05	0,11	0,14
M4	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,23	0,23	0,23	0,23	0,41	0,44	0,40	0,41
K	0,05	0,06	0,09	0,06	0,22	0,21	0,21	0,22
A	0,28	0,29	0,32	0,29	0,63	0,65	0,61	0,63
Mg/Mg+Fe	0,66	0,68	0,68	0,66	0,58	0,57	0,57	0,58

Prepočítané na 23 O Calculate on basis of 23 O

Tab. 2
Chemické zloženie granátov zo študovaných amfibolitov
Chemical composition of garnets from amphiboles studied

Hornina	amfibolity						
Č. vzorky	LB 1	LB 1	LB 1	LB 1	LB 2	LB 2	LB 2
SiO_2	40,55	40,31	40,09	39,62	39,47	39,31	38,53
Al_2O_3	22,46	22,58	22,21	22,08	22,47	21,90	21,72
FeO	23,94	24,78	25,04	25,51	25,49	24,73	25,10
MnO	1,00	1,16	1,03	1,23	1,11	1,09	1,15
MgO	8,76	8,42	8,01	8,25	8,16	8,54	8,18
CaO	3,43	3,20	3,48	3,62	4,66	4,29	4,39
Spolu	100,14	100,45	99,86	100,31	101,35	99,86	99,07
Si^{IV}	6,14	6,11	6,13	6,06	5,99	6,04	5,99
Al^{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Al^{VI}	4,01	4,04	4,00	3,98	4,01	3,96	3,97
Fe	3,03	3,14	3,20	3,26	3,24	3,18	3,26
Mn	0,13	0,15	0,13	0,16	0,14	0,14	0,15
Mg	1,98	1,90	1,83	1,88	1,85	1,95	1,90
Ca	0,56	0,52	0,57	0,59	0,76	0,71	0,73
prp	35	33	32	32	31	32	31
alm	53	55	56	55	54	53	54
sps	2	3	2	3	2	2	3
grs	10	9	10	10	13	12	12

Prepočítané na 24 O
Calculate on basis of 24 O



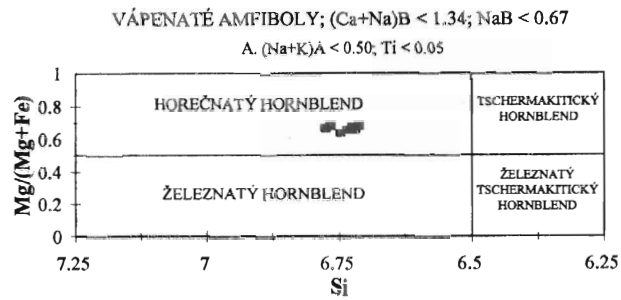
Obr. 1. Schematická geologická mapa jz. časti veporika (spracované podľa Vassa et al., 1992). Veporikum: 1 - mylonitizované a rekryštalizované granitoidy (granitizovaný komplex, proterozoikum?, paleozoikum), 2 - metabáziká (staršie paleozoikum - spodný karbón), 3 - svory a grafitické bridlice (komplex Ostrej, staršie paleozoikum - spodný karbón), 4 - metapieskovce (lovinobanský komplex, staršie paleozoikum - spodný karbón), 5 - metapieskovce, fylity, intermediárne a bázické vulkanoklastiká (revúcka skupina - slatvinské súvrstvie, perm), 6 - metapieskovce, fylity, acidné vulkanoklastiká (revúcka skupina - rimavské súvrstvie, perm), 7 - metamorfované kremenné pieskovce, subarkózy a piesčité bridlice (föderatská skupina, spodný trias), 8 - fylity a metapieskovce (gemerikum, dobšinská skupina, ochtinské súvrstvie), 9 - bazalty - lávové prúdy (podrečianska bazaltová formácia, miocén), A - terénne východy metavulkanitov, B - výskyt amfibolitov (halda štôlne Golden Lady).

Fig. 1. Schematic map of the sw. part of the Veporic Unit (according to Wass et al., 1992). Veporic Unit: 1 - mylonitized and recrystallized granitoids (granitized complex, Proterozoic?, Paleozoic), 2 - metabasic rocks (Lower Paleozoic-Lower Carboniferous), 3 - mica schists and graphitic schists (Ostrá complex, Lower Paleozoic-Lower Carboniferous), 4 - metasandstones (Lovinobaňa complex, Lower Paleozoic-Lower Carboniferous), 5 - metasandstones, phyllites, intermediate to basic volcaniclastics (Revúca Group - Slatviná Formation, Permian), 6 - metasandstones, phyllites, acid volcaniclastics (Revúca Group - Rimava Formation, Permian), 7 - metamorphosed quartzy sandstones, subarcoses and sandy shales (Federata Group, Lower Triassic), 8 - phyllites and metasandstones (Gemeric Unit, Dobšiná Group, Ochtiná Formation), 9 - basalts - lava flows (Podrečany Basalt Formation, Miocene), A - metavolcanics outcrop, B - amphibolite (LAC) occurrence (galery Golden Lady).

Amfibolity pásikov v mocnosti prvých mm až desiatok cm možno petrograficky charakterizovať ako amfibolity s. s., melaamfibolity, granatické amfibolity až amfibolické ruly. Posledné pozvoľne prechádzajú do základného typu amfibolitov.

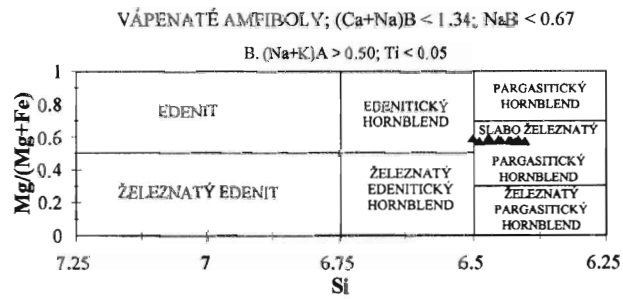
V študovanom súbore sú amfibolity zastúpené vzorkami granatických amfibolitov s označením LB-1 a LB-2. Charakteristickou minerálnou fázou je planparalelne orientovaný sýtozelený vápenatý amfibol - horečnatý hornblend (obr. 2, tab. 1).

Podstatne zastúpeným svetlým minerálom je plagioklas (An_{30-35}, tab. 3). Granát nie je v každej študovanej vzorke, ale v niektorých výbrusoch dosahuje až 20 obj. %. Granáty majú vysoký obsah pyropovej molekuly (30 - 34 %,



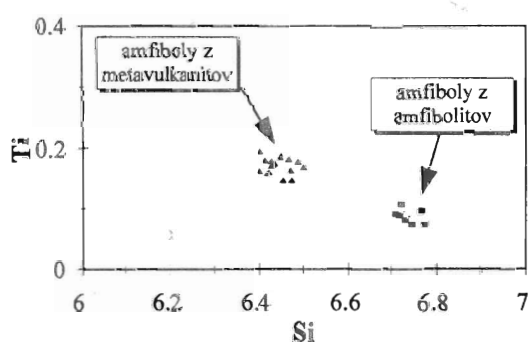
Obr. 2. Klasifikácia amfibolov zo študovaných amfibolitov podľa Leaka (1978).

Fig. 2. Amphibolite amphiboles (Leake, 1978).



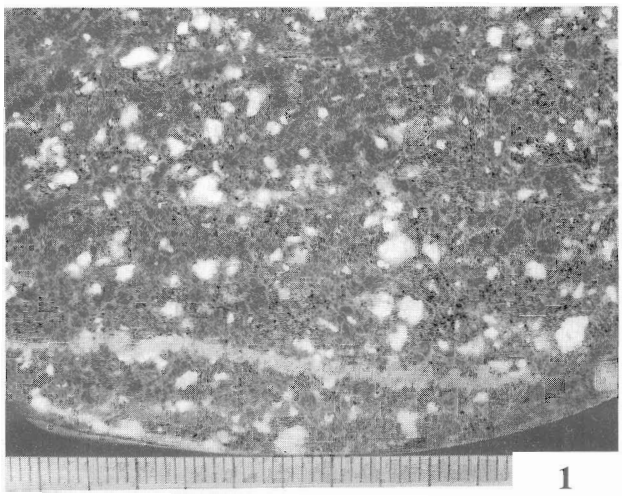
Obr. 3. Klasifikácia amfibolov zo študovaných bázických metavulkanitov podľa Leaka (1978).

Fig. 3. Basic metavolcanics amphiboles (Leake, 1978).

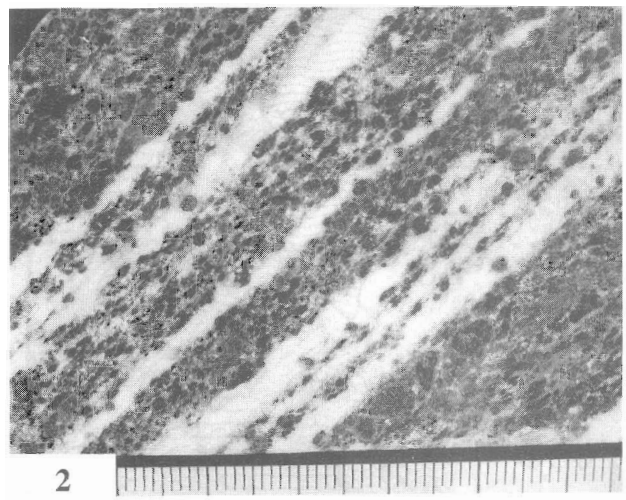


Obr. 4. Obsah Ti a Si v amfiboloch zo študovaných metabazitov.

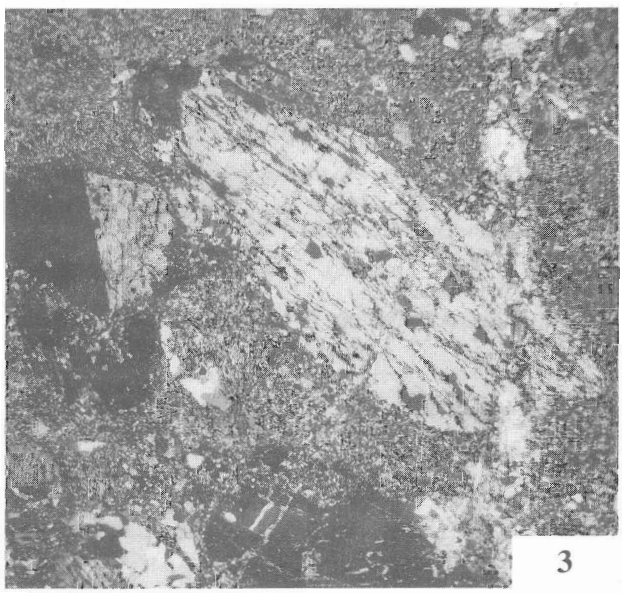
Fig. 4. Ti and Si content in amphiboles from metabasite studied.



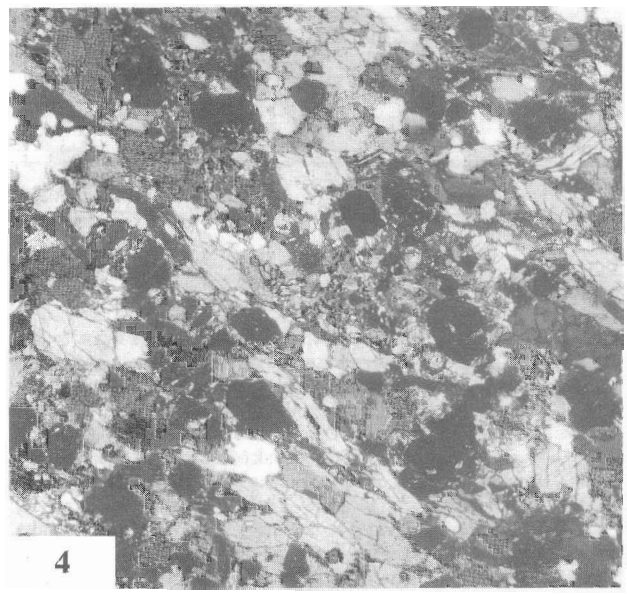
1



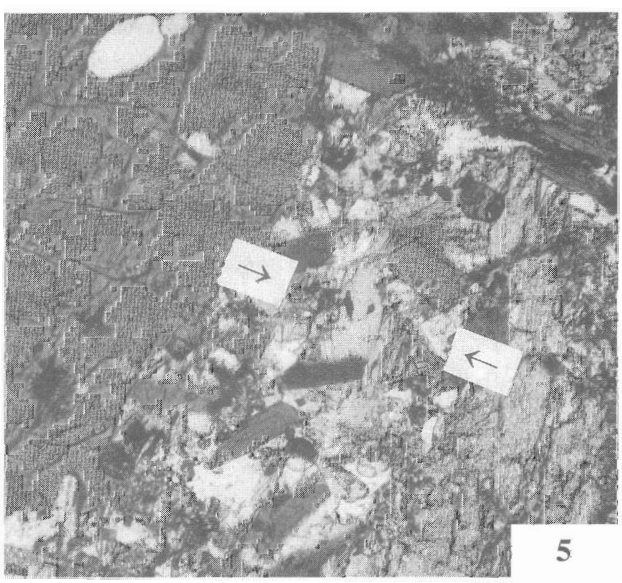
2



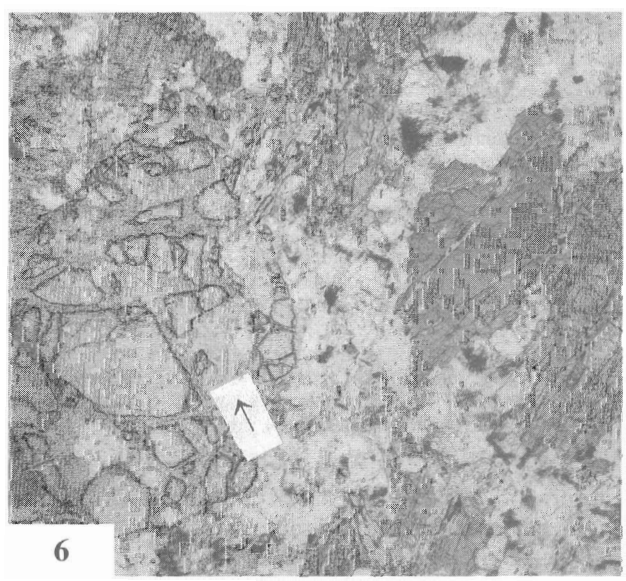
3



4



5



6

tab. 2), ktorý je typický pre vysokometamorfované metabazity. Miestami sa v amfibolitoch zachovali relikty rutilu. Rast všeobecne akcesorického množstva kremeňa podmieňuje prechod amfibolitov do amfibolických rúl.

Amfibolity tejto oblasti postihla nerovnako intenzívna rekryštalizácia v P-T podmienkach nízkoteplotnej fácie zelených bridlíc. Horečnaté hornblendy najčastejšie pseudomorfuje agregát chloritu, biotitu (tab. 4), epidotu a karbonátu. Staršie plagioklasy sú rekryštalizované na sericit, epidot - klinozoisit, kremeň a albit. Granáty nahrádza chlorit (obr. 5/6).

Hydrotermálnoalteračné premeny sa prejavujú vznikom rozlične mocných priečnych žiliek s výplňou karbonát, chlorit a rudné minerály.

Bázické metavulkanity

Bázické metavulkanity možno skúmať napr. na skalných východoch v zárezе horizontálnej lesnej cesty nad potokom v západnom svahu, vo svahu nad horizontálnou lesnou cestou na strane privrátenej k Lovinobani (obr. 1). V študovanom súbore sú metavulkanity zastúpené vzorkami s označením SYA-528 a SYA-529.

Metavulkanity majú prevládajúcu masívnu stavbu a klastoporfyrický vzhľad (obr. 5/1). Tieto znaky indikujú, že pôvodne išlo o plagioklasfyrické a amfibolfyrické vulkanity, pravdepodobne bazaltoidné andezity. Sú sivozelené až špinavozelené a s nerovnako intenzívne premenenými porfyrickými svetlými aj tmavými minerálmi. Tie vystupujú v prostredí submikroskopicky zrnitom až afanitickom matrixe horniny. Veľkosť pôvodných porfyrických fáz je 3 až 6 mm.

Vo výbrusoch hornín tohto typu je zreteľná pôvodná porfyrická štruktúra. Porfyrické fázy tvorí hnedý až zelenohnedý amfibol - slaboželeznatý pargasitický ž edenitický hornblend (obr. 3, obr. 5/3, tab. 1) a pol minerálny agregát (albit + klinozoisit + sericit + kremeň) pseudomorfujúci pôvodné porfyrické plagioklasy.

Amfiboly z metavulkanitov sa od amfibolov z amfibolitov odlišujú tým, že spravidla tvoria idiomorfné prizmatické kryštály (obr. 5/3), majú vyšší obsah Ti (tab. 1, obr. 4), vyšší obsah $(Na + K)_A$, nižší obsah Si a nižšiu hodnotu Mg/Mg+Fe (tab. 1).

Matrix hornín je z mikroskopicky zrnitého, prevažne všesmerne orientovaného agregátu svetlej sľudy, kremeňa, chloritu, klinozoisitu a karbonátu (obr. 5/3).

Slaboželeznaté pargasitické hornblendy často intenzívne až totálne pseudomorfuje agregát z chloritu, hnedozeleného biotitu, epidotu a karbonátu (obr. 5/5). Prítomnosť kremenných zhlukov v „tlakových tieňoch" pôvodných porfyrických fáz indikuje, že usmernené textúry sú produktom metamorfnej rekryštalizácie pôvodne všesmerne usporiadanej horniny. V časti dokumentovaných vzoriek sme zistili náznak pôvodne fluidálnej textúry vulkanických hornín.

Diskusia

Genéza a stratigrafické zaradenie študovaných metabazitov v publikovaných prácach nezodpovedá súčasnému stavu poznatkov o genéze metabazitov Západných Karpát.

◀ Obr. 5/1. Masívny klastoporfyrický metavulkanit. Západný svah hrebeňa medzi Uderinou a Lovinobaňou - zárez lesnej cesty. Vzorka SYA-528. Mierka 1 cm.

Fig. 5/1. Massive clastoporphyric metavolcanite. Western slope of the ridge between Uderiná and Lovinobaňa - cut of the forest road. Sample SYA-528. Scale 1 cm.

Obr. 5/2. Páskovaná textúra leptynitov a amfibolitov LAC. Halda štôlne Golden Lady - hrebeň medzi Lovinobaňou a Uderinou. Vzorka LB-1. Mierka 1 cm.

Fig. 5/2. Banded fabric of leptynites and amphibolites of the leptyno-amphibolite complex. Waste of the abondoned gallery Golden Lady - ridge between Uderiná and Lovinobaňa. Sample LB-1. Scale 1 cm.

Obr. 5/3. Porfyrická štruktúra metavulkanitu. Porfyrické zelenohnedé amfiboly sú dobre zachované. Matrix horniny je z mikroskopického agregátu svetlej sľudy, kremeňa, chloritu, klinozoisitu a modrozeleného amfibolu. Lokalita ako pri obr. 5/1. Vzorka SYA-528. Zväčš. 21x, X pol.

Fig. 5/3. Porphyric fabric of the metavolcanite. Greenishbrown porphyric amphiboles are well preserved. Matrix is formed by fine-grained aggregate of light mica, quartz, chlorite, clinozoisite and blueishgreen amphibole. Locality: as in the case of Fig. 5/1. Sample SYA-528. Enlarg. 21x, X polars.

Obr. 5/4. Lepidogranoblastická štruktúra granatického amfibolitu LAC. Halda Golden Lady. Vzorka LB-1. Zväčš. 21x, X pol.

Fig. 5/4. Lepidogranoblastic fabric of garnet amphibolite of the leptyno-amphibolite complex. Waste of the abondoned gallery Golden Lady - ridge between Uderiná and Lovinobaňa. Sample LB-1. Enlarg. 21x, X polars.

Obr. 5/5. Magmatický amfibol metavulkanitu po puklinе nahrádza mladšia metamorfná asociácia Bt+Ab+Ep+Chl+Qtz+Cc. Lokalita ako pri obr. 5/1. Vzorka SYA-528. Zväčš. 52x, X pol.

Fig. 5/5. Amphibole of the magmatic origin in metavolcanite is on crack replaced by younger metamorphic assemblage of Bt+Ab+Chl+Qtz+Cc. Locality: see Fig. 5/1. Sample SYA-528. Enlarg. 52x, X polars.

Obr. 5/6. Mladšia metamorfná asociácia zatláča v granatickom amfibolite LAC staršiu: granát je nahrádzaný chloritom, amfibol asociáciou Bt+Ab+Ep/Klz+Chl+Qtz+Cc a staršie plagioklasy Ab+Ser+Ep/Klz. Vzorka LB-1. Halda štôlne Golden Lady. Zväčš. 42x, // pol.

Fig. 5/6. Younger metamorphic assemblage replaced garnet amphibolite of the LAC older assemblage: garnet is replaced by chlorite, amphibole by assemblage Bt+Ab+Ep/Clz+Chl+Qtz+Cc and Pl by assemblage Ab+Ser+Ep/Clz. Waste of the abondoned gallery Golden Lady. Sample LB-1. Enlarg. 42x, // polars.

Tab. 3
Chemické zloženie plagioklasov zo študovaných metabazitov
Chemical composition of plagioclases from metabasite studied

Hornina	amfibolity		metavulkanity	
Č. vzorky	LB-1	LB-2	SYA-529	SYA-528
SiO_2	59,72	61,11	68,59	67,68
Al_2O_3	25,86	25,19	19,96	20,73
CaO	6,25	6,88	1,83	0,94
Na_2O	7,12	7,78	9,64	10,39
K_2O	0,04	0,02	0,05	0,99
Spolu	98,99	100,98	100,07	100,73
Si	2,67	2,69	2,99	2,95
Al	1,36	1,31	1,02	1,06
Ca	0,30	0,32	0,09	0,04
Na	0,62	0,66	0,81	0,88
K	0,00	0,00	0,00	0,05
An	33	33	9	5

Prepočítané na 8 O

Tab. 4
Chemické zloženie biotitov a chloritov zo študovaných metabazitov
Chemical composition of biotites and chlorites from metabasites studied

Hornina	metavulkanity			amfibolit
Č. vzorky	SYA-529	SYA-528	SYA-529	LB-1
Minerál	biotit	biotit	chlorit	chlorit
SiO_2	38,56	39,18	27,32	26,44
TiO_2	1,80	1,70	0,00	0,04
Al_2O_3	15,00	15,49	20,58	21,36
FeO	17,61	16,50	18,09	18,52
MnO	0,27	0,18	0,30	0,23
MgO	12,97	13,77	19,97	20,16
CaO	0,09	0,00	0,02	0,02
Na_2O	0,09	0,03	0,01	0,02
K_2O	9,16	9,10	0,02	0,00
Spolu	95,55	95,95	86,31	86,79
Si^{IV}	5,78	5,80	2,81	2,71
Al^{IV}	2,22	2,20	1,19	1,29
Al^{VI}	0,44	0,50	1,31	1,29
Ti^{VI}	0,20	0,19	-	-
Fe	2,21	2,04	1,55	1,59
Mn	0,03	0,02	-	-
Mg	2,90	3,04	3,06	3,08
Ca	0,01	0,00	-	-
Na	0,03	0,01	-	-
K	1,75	1,72	-	-
Mg/Mg+Fe	0,57	0,60	0,66	0,66

Biotity sú prepočítané na 22 O, chlority na 14 O
Biotites are calculated on basis of 22 O, chlorites on basis of 14 O

V geologickej mape (1:200 000, list Zvolen, Kuthan et al., 1964) sa v oblasti medzi Uderinou a Lovinobaňou vyznačujú sericiticko-chloritické fylity a chloritické fylity svorovej („kohútskej") série a vo vysvetlivkách (Hovorka in Kuthan et al., 1963) sa amfibolity svorovej série charakterizujú spoločne. Je tam zmienka o amfibolitoch arteritického charakteru, v ktorých sa striedajú prúžky „aplitického" materiálu a amfibolitu.

V geologickej mape (Vass et al., 1992) sa celý hrebeň medzi Lovinobaňou a Uderinou označuje ako metabáziká. Vo vysvetlivkách k regionálnej geologickej mape 1:50 000 (Vozárová in Vass a Elečko, 1992) sa v kapitole Spodné paleozoikum - spodný karbón sledované horniny výstižne označujú ako „zvláštne metabázické horniny". V stručnej charakteristike metabázik sa spomínajú amfibolity, ale je tam aj zmienka, že „... niektoré (metabáziká) pripomínajú metamorfované bázické vulkanické horniny ...", a to bez genetickej interpretácie.

Z prehľadu publikovaných náhľadov vyplýva, že sa metabazity sledovanej oblasti označovali ako amfibolity alebo ako metabáziká bez detailnejšej petrografickej charakteristiky a genetického zaradenia.

Pri rekonštrukcii genézy študovaných metabazitov pokladáme za dôležité nasledujúce aspekty:

- amfibolity sa striedajú s leptynitmi,
- bázické metavulkanity sa striedajú s metasedimentmi,
- amfibolity sú charakteristické minerálnou asociáciou typickou pre P-T podmienky vysokej amfibolitovej fácie,
- staršiu minerálnu asociáciu amfibolitov nerovnako intenzívne až úplne nahrádza mladšia asociácia, typická pre nízkoteplotné podmienky fácie zelených bridlíc,
- metavulkanity sú metamorfované iba v nízkoteplotných podmienkach fácie zelených bridlíc,
- bázické metavulkanity majú často zachovanú pôvodnú štruktúru, textúru a minerály (amfibol), resp. pseudomorfózy po magmatických amfiboloch a plagioklasoch.

Amfibolity a leptynity študovanej oblasti majú rovnakú petrografickú povahu ako na iných výskytoch leptynitovo-amfibolitového komplexu (ďalej LAC) v kryštaliniku Západných Karpát. Pravdepodobne zlá odkrytosť terénu spôsobila, že sa v tejto oblasti na povrchu ďalšie horninové typy charakteristické pre LAC v kompletnom vývoji, t. j. enklávy metaperidotitov, amfibolitizovaných eklogitov (Hovorka et al., 1992; Hovorka a Méres, 1993) a gabroidy/metagabroidy (Ivan et al., 1995; Méres et al., 1996), doteraz nezistili. Výskyt hornín s vysokým obsahom fuchsitu a mastenca na haldách štôlne Golden Lady pri Uderinej indikuje pravdepodobnú prítomnosť telies metaultrabazitov (resp. ich hydrotermálne alterovaných analógov). Tieto zistenia nás vedú k záveru, že v študovanej oblasti vystupuje LAC, ktorého súčasťou je aj časť diskutovaných metabazitov - amfibolity.

Bázické metavulkanity v doteraz známych typoch metabazitov, ktoré zaraďujeme do LAC, nemajú ekvivalent. Metamorfná asociácia v metavulkanitoch dokumentuje ich metamorfózu v zásadne odlišných podmienkach, ako sa pôvodne metamorfovali amfibolity. Podľa štruktúry a textúry najmenej premenených metavulkanitov možno predpokladať, že metavulkanity sú pravdepodobne pôvodné bazaltoidné andezity. Ich ekvivalentom v Západných Karpatoch môžu byť najskôr mladopaleozoické bázické vulkanity/metavulkanity (Vozárová a Vozár, 1988), a preto ich zaraďujeme do mladopaleozoického komplexu reprezentovaného metavulkanitmi fácie zelených bridlíc (LAPWECA, Hovorka et al., 1992, 1993, 1994).

LAC v Západných Karpatoch (l. c.) bol metamorfovaný v podmienkach vysokej amfibolitovej až granulitovej fácie (Hovorka et al., 1992; Hovorka a Méres, 1993; Janák, 1992, 1994; Janák et al., 1993, 1995). Táto metamorfná (variská?) udalosť mala pre formovanie sa staršej metamorfnej minerálnej asociácie amfibolitov rozhodujúci význam. V študovanej oblasti veporika, a to je podstatný rozdiel v porovnaní s LAC v ostatných oblastiach kryštalinika tatrika Západných Karpát, sa výraznejšie uplatnila aj mladšia (alpínska) metamorfná rekryštalizácia amfibolitov LAC v podmienkach fácie zelených bridlíc. Na základe geochemických a petrologických údajov sa LAC pokladá za spodnokôrový kumulátový komplex (Hovorka et al., 1992, 1993, 1994; Hovorka a Méres, 1993).

Podľa petrografického charakteru možno predpokladať, že protolitom študovaných bázických metavulkanitov boli najpravdepodobnejšie vápenato-alkalické vulkanity - bazaltoidné andezity.

Prítomnosť dvoch zásadne odlišných typov metabazitov (vekom, metamorfným vývojom a geodynamickým prostredím vzniku) v študovanej oblasti dokumentuje prítomnosť dvoch geologických jednotiek:

1. staropaleozoického LAC reprezentovaného leptynitmi a amfibolitmi (LAC, resp. páskovanými amfibolitmi - termín Spišiaka a Pitoňáka, 1990, 1992; Janáka et al., 1993, 1995),

2. mladopaleozoického komplexu reprezentovaného bázickými metavulkanitmi (LAPWECA, Hovorka et al., 1992, 1993, 1994).

Objavenie LAC v jz. časti kohútskej zóny veporického kryštalinika je prvým zistením tohto komplexu v tejto čiastkovej geologickej jednotke a potvrdzuje našu staršiu predstavu (Hovorka et al., 1992, 1994; Hovorka a Méres, 1993), že LAC je v Západných Karpatoch regionálne rozšírený a je súčasťou všetkých základných tektonických jednotiek fundamentu Západných Karpát.

Záver

Predbežné výsledky štúdia metabazitov jz. časti kohútskej zóny veporika možno zhrnúť takto:

1. Petrograficky sme v študovanej oblasti rozlíšili dva typy metabazitov, a to amfibolity a bázické metavulkanity.

2. Každý zo zistených metabazitov patrí do inej tektonickej jednotky (komplexu). Amfibolity sú súčasťou leptynitovo-amfibolitového komplexu (LACWECA, Hovorka et al., 1992, 1994; Hovorka a Méres, 1993) a metavulkanity mladopaleozoického komplexu (LAPWECA, l. c.).

3. Zistené komplexy sú v študovanej oblasti v tektonickej pozícii. Spodnú časť „komplexu metabazitov" tvorí pravdepodobne súvislé teleso metavulkanitov a na ňom je v tektonickej pozícii LAC.

4. V minerálnom zložení amfibolitov LAC možno rozlíšiť dve metamorfné asociácie. Staršia (variská, predvariská?) zodpovedá P-T podmienkam vysokej amfibolitovej fácie a mladšia (alpínska) P-T podmienkam fácie zelených bridlíc. Bázické metavulkanity sa metamorfovali iba vo fácii zelených bridlíc.

5. Retrográdna metamorfná rekryštalizácia amfibolitov LAC v podmienkach fácie zelených bridlíc, totožná s metamorfózou metavulkanitov, poukazuje na spoločnú tektonickú pozíciu LAC a LAP počas mladšej (alpínskej) rekryštalizácie.

Literatúra

Bezák, V., 1988: Tektonický vývoj juhozápadnej časti veporika. *Mineralia Slov., 20, 2, 97 - 108.*

Buday, T., Kodym, O., Maheľ, M., Máška, M., Matějka, A., Svoboda, J. & Zoubek, V., 1961: Tektonický vývoj Československa. *ČSAV, Praha, 253.*

Hovorka, D., 1994: Meta-ultramafite bodies within the Pre-Carboniferous Complexes of the Western Carpathians central zone: geodynamic setting. *Geol. Carpath., 45, 3, 145 - 149.*

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

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

Hovorka, D. & Méres, Š., 1993: Leptynitovo-amfibolitový komplex Západných Karpát: vystupovanie a litologická náplň. *Mineralia Slov., 25, 1 - 9.*

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

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

Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P., 1993: Nová koncepcia členenia predalpínskych komplexov Západných Karpát. *In: M. Rakús & J. Vozár (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. GÚDŠ, Bratislava, 21 - 27.*

Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P., 1994: Pre-Alpine Western Carpathians Basement Complexes: Lithology and Geodynamic Setting. *Mitt. Österr. Geol. Gesell., 86. 33 - 44.*

Ivan, P., Méres, Š. & Hovorka, D., 1994: Dvojpyroxénové gabro a troktolit vo veporickej časti Nízkych Tatier. *In: Geochémia na Slovensku-história, súčasnosť a budúcnosť, 1.-2.12.1994 Bratislava. Konferencie, Sympóziá, Semináre, Abstr., GÚDŠ Bratislava, 37.*

Janák, M., 1992: Variscan mid-crustal thrusting in the Carpathians I.: Metamorphic conditions and P-T paths of the Tatry Mts. *Terra Nova 4, abstract Suppl., 2, 35.*

Janák, M., 1994: Variscan uplift of the crystalline basement, Tatra Mts., Central Western Carpathians: evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ laser probe dating of biotite and PT-t paths. *Geol. Carpath., 45, 5, 293 - 300.*

Janák, M., Bezák, V., Broska, I., Fritz, H., Kahan, Š., Kohút, M., Neubauer, F., O'Brien, P. J., Onstott, T. C., Reichwalder, P. & Uher, P., 1993: Deformation, metamorphism and granitoid magmatism in the Tatry Mts. (Central Western Carpathians, tatric unit): record of Variscan and Alpine orogeny. *In: Pitoňák a Spišiak (Eds.): Pre-Alpine Events in the Western Carpathians Realm. Excursion Guide, 51 - 61.*

Janák, M., Pitoňák, P., Spišiak, J., Petrík, I. & O'Brien, P. J., 1995: Trondhjemitic-tonalitic melts in the Western Carpathian Basement: implications for partial melting of amphibolite and differentiation of the lower crust. *Terra Nova 7, abstr. Suppl., 1, 307.*

Kuthan, M., Biely, A., Čechovič, V., Seneš, J., Fusán, O. & Hovorka, D., 1964: Geologická mapa ČSSR. Mapa predštvrtohorných útvarov. 1:200 000 - list Zvolen. *ÚÚG Praha.*

Kuthan, M., Biely, A., Böhm, V., Čechovič, V., Fusán, O., Hovorka, D., Mazúr, E. & Regásek, F., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 - list Zvolen. *Manuskript - Geofond Bratislava, 131.*

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

Méres, Š., Hovorka, D. & Ivan, P., 1996: Gabroidy v severnom veporiku Nízkych Tatier. *Mineralia Slov., 28, 1.*

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

Spišiak, J. & Pitoňák, P., 1992: Banded amphibolic rocks - Pre-Varis-

can Basement of the Western Carpathians? *Terra Nova 4, abstr. Suppl., 2, 63.*

Vass, D. & Elečko, M., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučeneckej kotliny a Cerovej vrchoviny, 1:50 000. *GÚDŠ Bratislava, 196.*

Vass, D., Bezák, V., Elečko, M., Konečný, V., Lexa, J., Pristaš, J., Straka, P. & Vozár, J., 1992: Geologická mapa Lučeneckej kotliny a Cerovej vrchoviny, 1:50 000. *GÚDŠ Bratislava.*

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

Two metabasite types in the sw. part of the Veporic Unit

In the southwestern part of the Veporic Unit between villages Lovinobaňa and Uderiná on published geological map (Vass et al., 1992) the metabasite body (Fig. 1) is located. Metabasites have been designated as amphibolites in the past.

Authors' field as well as laboratory studies yielded in the following conclusions.

Within the discussed metabasite body there exist metabasites of two fundamentally different geological units. They are characterized by different geological and metamorphic history, by type and the intensity of metamorphic recrystallization, by different mineral associations as well as by different stratigraphy. Within the metabasite body under consideration we have distinguished the following main metabasite types:

1. metabasites being the part of banded leptyno-amphibolite complex (described in the past from the Western Carpathians as LACWECA, LAC, or banded amphibolites). In this case metabasites correspond to amphibolites s. s., garnet amphibolites, melaamphibolites or even amphibole gneisses. They are in vertical sections alterated many times with leucocratic bands of leptyte composition. The thickness of schistose amphibolite as well as leptynite bands is variable: it varies from several milimetres till several tens of centimetres.

2. The other metabasite type is represented by massive till slightly schistose rock with distinguishable plagioclase and amphibolephyric textures. These clastic textures are relics of primary fabric of volcanics of the andesite-basaltic clan.

Metavolcanics amphiboles differ from those of amphibolites by their usually prismatic habit (Fig. 5/3). Simultaneously they have higher Ti (Tab. 1, Fig. 4), as well as higher (Na+K)A content, lower Si and Mg/Mg+Fe (Tab. 1).

Between mentioned two metabasite types there is distinctive difference in their metamorphic history.

Amphibolites of the LAC underwent two metamorphic events: first one is characterized by high-grade amfibolite facies mineral association (magnesio-hornblende, Fig. 2, garnet, rutile, intermediate plagioclase, Tabs. 1, 2, 3). The subsequent metamorphic event is characterized by mineral association of the greenschist facies conditions (olive-green biotite, albite, chlorite, Tabs. 3, 4, clinozoisite, titanite and others). Only just the same intensity and the type of metamorphic recrystallization is determined upon metabasites of the second type.

Mentioned two metabasite complexes are in tectonic position: LAC is located on the metavolcanics of the greenschist facies recrystallization.

Taking into account mentioned characteristics as well as geological structure of the surroundings we (in accordance with the other known LAC occurrences) rank LAC to the pre-Variscan relics within variscan basement of the Western Carpathians. Based on greenschist facies conditions of metamorphic recrystallization of the 2nd metabasite complex we rank it among the Late Paleozoic complexes (LAP) of the Veporic Unit.

Mineralia Slovaca, 28 (1996), 281 - 287

Metamorfné podmienky vzniku bridlíc tríbečsko-zoborského kryštalinika

PETER ZAŤKO a IGOR BROSKA

Geologický ústav SAV, Dúbravská 9, 842 26 Bratislava

(Doručené 21.2.1996, revidovaná verzia doručená 20.4.1996)

Metamorphic conditions of the origin of schists in the Tríbeč-Zobor crystalline complex

On the basis of the different garnet-biotite geothermometer calibration there have been established the metamorphic conditions of the paragneisses origin in the Tríbeč-Zobor crystalline complex. The metamorphosm has attained the medium grade of the amphibolite facies. The temperature has been calculated to 627 ± 32 °C for the garnet cores and to 592 ± 33 °C on the rims, but we have understood the prograde and retrograde metamorphism as the continuous process. For the first time the occurrences of the black schists have been described in the Krnča area, too.

Key words: Tríbeč-Zobor crystalline complex, metamorphism, paragneisses, black schists, P-T conditions

Úvod

Tríbeč je pohorie typu megaantiklinálneho hrastu smeru SV - JZ. Tvoria ho dva bloky s odlišnou geologickou stavbou: severný, rázdielsky a južný, tríbečsko-zoborský. Hranicu medzi nimi tvorí skýcovský zlom - tektonická línia starého založenia, ktorá by mala byť pokračovaním hrádockého zlomu z Považského Inovca (Maheľ, 1979).

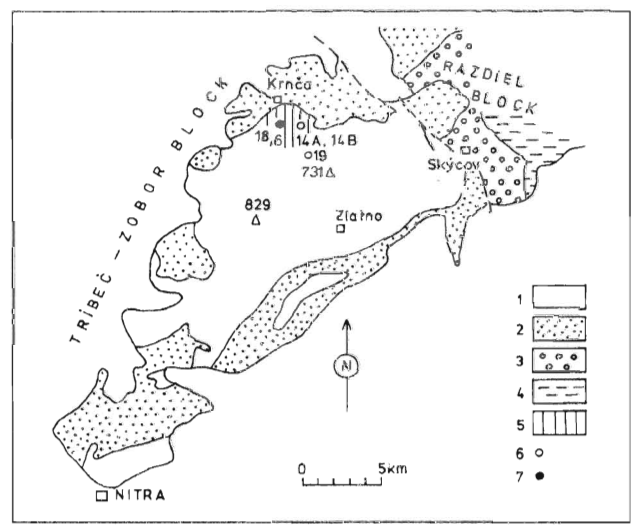
Rázdielsky blok budujú prevažne metamorfity, v tríbečsko-zoborskom dominujú granitoidy a metamorfity v ňom vystupujú iba vo forme xenolitov (Krist, 1971). Granitoidy v tríbečsko-zoborskom kryštaliniku tvoria dve série. Granitoidy s I-typovou charakteristikou, s dominantnou prevahou bázickejších typov (tonality, granodiority), vystupujú v jeho východnej časti, granitoidy s S-typovou charakteristikou zaberajú západnú časť pohoria (Petrík a Broska, 1994).

Keďže metamorfity tríbečského, resp. tríbečsko-zoborského bloku doteraz neboli spracované, predkladáme ich metamorfnú charakteristiku a navyše prvýkrát z tejto oblasti opisujeme aj výskyty čiernych bridlíc.

Geologická pozícia bridlíc

Početné xenolity kryštalických bridlíc, reprezentované prevažne biotitickými rulami pravdepodobne spodnopaleozoického veku, sú v tríbečsko-zoborskom bloku známe iba z oblasti Krnče. Ďalšie výskyty doteraz nie sú známe, a tak všetky opisy pochádzajú z Krnčianskej a k nej priľahlej doliny (obr. 1). Hostiteľské granitoidy xenolitov pararúl vykazujú S-typové charakteristiky a predstavujú monazitové syntektonické typy granitoidov, ktorých vznik sa spája so zhrubnutím kôry pri kolíznom režime (Broska a Gregor, 1992; Petrík a Broska, 1994; Petrík et al., 1994).

Primárna magmatická foliácia monazitových granitov



Obr. 1. Schematická geologická mapa Tríbeča. 1 - nerozlíšené granity, 2 - mezozoikum, 3 - perm, 4 - migmatity, 5 - oblasť výskytu pararúl, 6 - čierne bridlice, 7 - pararuly. Lokalizácia vzoriek: T-6 - čierna bridlica, závoz v lese na pravej strane ľavého prítoku potoka Dršňa, 4,7 km na SZ od kóty Javorový vrch (731 m n. m.), T-18 - čierna bridlica, lokalizácia ako T-6, T-14 A - biotitícko-granatická pararula, skalný odkryv na pravej strane potoka Dršňa, 4 km na SZ od kóty Javorový vrch (731 m n. m.), T-14 B - biotitícko-granatická pararula, lokalizácia ako T-14 A, T-19 - biotiticko-granatická pararula, skalný odkryv, 3 km na SZ od kóty Javorový vrch (731 m n. m.).

Fig. 1. Schematic geologic map of Tríbeč Mts. 1 - undistinguished granites, 2 - Mesozoic, 3 - Permian, 4 - migmatites, 5 - area of the paragneisses occurrence, 6 - black schists, 7 - paragneisses. Location of samples: T-6 - black schists, in a forest on the right side of the left tributary of Dršna stream, 4.7 km NW from elev. p. Javorový hill (731 m), T-18 - black schists, location like T-6, T-14 A - biotite-garnet paragneiss, the rock exposure on the right side of the Dršna stream, 4 km NW from elev. p. Javorový hill (731 m), T-14 B - biotite-garnet paragneiss, location like T-14 A, T-19 - biotite-garnet paragneiss, the rock exposure on the right side of the Dršna stream, 3 km NW from elev. p. Javorový hill (731 m).

je paralelná s metamorfnou foliáciou tabuľovitých paralelne, resp. škridlicovito usporiadaných xenolitov biotitických pararúl (Plašienka, ústna informácia). Biotitické pararuly v tríbečskom bloku sú plocho uložené (30°/20°) a smerovo situované do osi Tríbeča. Mocnosť granitoidov s početnými xenolitmi bridlíc sa odhaduje na 50 až 100 m, pričom polohy bridlíc majú spravidla desiatky cm. Na základe terénnych pozorovaní predpokladáme, že metamorfné kryštalinikum v oblasti Krnče predstavuje zachovanú najvrchnejšiu časť tríbečsko-zoborského kryštalinika, na ktorej sú diskordantne uložené triasové sedimenty.

Petrografická charakteistika a minerálne asociácie

Pararuly

Pararuly majú monotónne zloženie a vo všeobecnosti ich možno charakterizovať ako biotitické, v niektorých častiach až biotiticko-granatické ruly. Sú svetlosivé až tmavosivé (v závislosti od množstva biotitu v hornine), najčastejšie s lepidogranoblastickou štruktúrou, ktorá v kontaktoch s granitoidmi lokálne prechádza do granoblastickej. Zreteľne vyvinutá bridličnatosť odráža primárnu sedimentárnu textúru, následne zvýraznenú regionálnou metamorfózou.

Pararula z oblasti Krnče má najčastejšie nasledujúce minerálne asociácie:

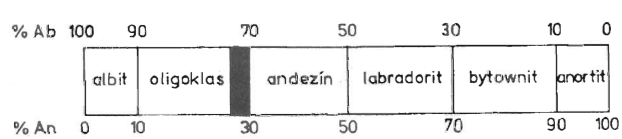
Qtz+Pl+Bt+Ilm
Qtz+Pl+Bt+Grt+Ilm
Qtz+Pl+Bt+Mus

Kremeň v pararulách (39 - 45 %, tab. 1) je drobnokryštalický, usmernený v prúžkoch, miestami undulózny. Rekryštalizovaný kremeň sa niekedy koncentruje do úzkych pásikov.

Tab. 1
Modálne zloženie pararúl (v %)
Modal composition of paragneisses (in %)

	Vzorka				
Minerál	14 A	14 B	19	26	29
kremeň	42,2	44,8	41,9	41,9	39,2
plagioklas	32,9	28,5	29,8	31,1	32,8
biotit	22,6	24,9	27,6	24,5	26,4
svetlá sľuda (fengit)	1,3	1,7	0,7	2,4	1,5

Plagioklas (28,5 - 33 %) tvorí drobné alotriomorfné zrná do 0,5 mm a spolu s kremeňom vytvára základnú hmotu horniny. Častá býva jeho premena na jemnošupinovitú odro-



Obr. 2. Chemické zloženie plagioklasov z pararúl (čierne pole) v diagrame vyjadrujúcom pomer albitovej a anortitovej zložky v plagioklasoch.

Fig. 2. Chemical composition of the plagioclases from the paragneisses (black field) in the diagram which demonstrates the rate of albite and anortite components in the plagioclases.

Tab. 2
Mikrosondové analýzy plagioklasu
Microprobe analyses of plagioclase

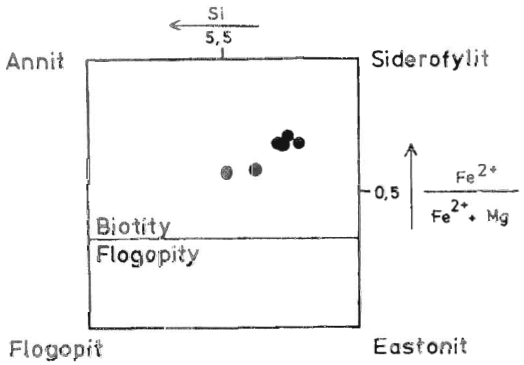
Vzorka	14 B	14 A		19		
Analýza	12	21	22	1	2	15
SiO_2	60,62	60,59	60,19	62,81	62,11	59,89
FeO	0,18	0,05	0,08	-	-	-
Al_2O_3	24,55	24,53	24,32	23,89	24,02	25,50
CaO	6,29	5,81	5,91	5,31	5,39	6,10
Na_2O	7,68	7,92	7,98	7,91	7,74	8,07
K_2O	0,08	0,11	0,09	0,30	0,35	0,21
Σ	99,44	99,08	98,60	100,23	99,62	99,77
Katióny prepočítané na 8 O						
Si	2,708	2,713	2,711	2,770	2,757	2,671
Fe	0,007	0,001	0,003	-	-	-
Al	1,292	1,294	1,291	1,242	1,257	1,341
Ca	0,301	0,278	0,285	0,251	0,257	0,291
Na	0,665	0,688	0,697	0,676	0,666	0,698
K	0,004	0,006	0,005	0,017	0,020	0,012
X_{Ab}	0,685	0,707	0,706	0,716	0,706	0,697
X_{An}	0,310	0,286	0,288	0,266	0,272	0,290
X_{Or}	0,004	0,006	0,005	0,018	0,021	0,012

X_i - i/Na + Ca + K; Ab - albit - albite, An - anortit - anorthite, Or - ortoklas - orthoclase

Tab. 3
Mikrosondové analýzy biotitu
Microprobe analyses of biotite

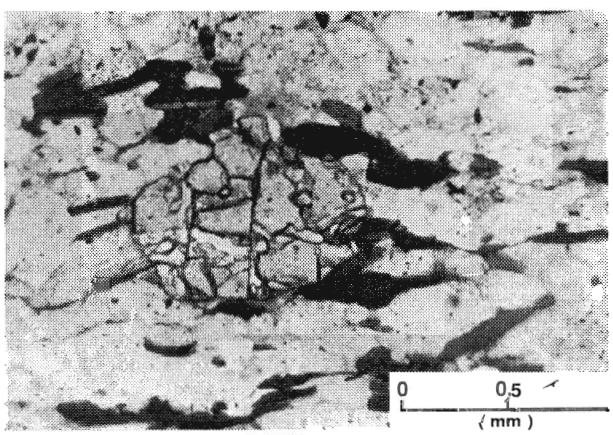
Vzorka	14 A	14 A	19	19	19	19
Bod	35/32	36/32	40/37	41/37	45/42	53/47
SiO_2	35,78	35,36	34,15	34,34	34,95	35,03
TiO_2	2,66	2,55	2,57	2,41	3,00	2,77
Al_2O_3	16,97	17,19	19,02	18,67	18,90	18,97
FeO	20,46	20,67	20,74	21,51	20,52	20,74
MnO	0,34	0,31	0,41	0,38	0,45	0,44
MgO	9,59	9,84	7,66	7,69	7,82	7,89
CaO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03
Na_2O	0,06	0,14	0,13	0,05	0,07	0,07
K_2O	9,24	9,56	9,55	9,46	8,89	9,54
Σ	95,11	95,63	94,24	94,52	94,60	95,48
Katióny prepočítané na 22 O						
Si	5,498	5,426	5,326	5,353	5,388	5,376
Ti	0,307	0,294	0,301	0,283	0,348	0,320
A^{IV}	2,502	2,574	2,674	2,647	2,612	2,624
A^{VI}	0,572	0,535	0,822	0,784	0,823	0,807
Fe	2,629	2,653	2,705	2,804	2,646	2,662
Mn	0,036	0,033	0,044	0,041	0,048	0,047
Mg	2,197	2,251	1,781	1,787	1,797	1,805
Ca	0,002	0,002	0,002	0,002	0,000	0,005
Na	0,018	0,042	0,039	0,015	0,021	0,021
K	1,811	1,872	1,900	1,881	1,749	1,868
Fe/Fe+Mg	0,545	0,541	0,603	0,611	0,595	0,596
X_{ann}	0,458	0,460	0,478	0,492	0,467	0,472
X_{ph}	0,383	0,390	0,315	0,314	0,317	0,320

X_i = i/Fe + Mg + Mn + Al^{VI} + Ti; Ann - annit - annite; Ph - flogopit - phlogopite



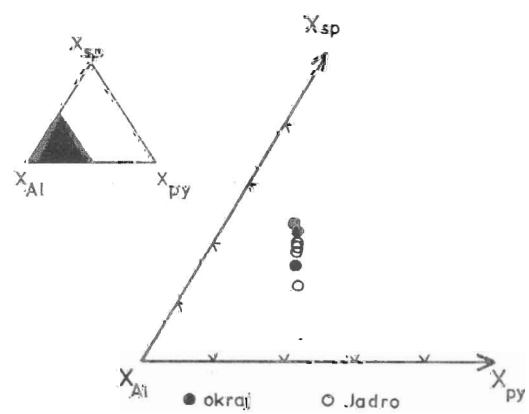
Obr. 3. Priemet chemických analýz biotitu v štvorkomponentovom diagrame (podľa Deera et al., 1962).

Fig. 3. Plot of the chemical analyses of the biotites in the four components diagram (according to Deer et al., 1962).



Obr. 4. Porfyroblast granátu v biotitickej pararule s lepidogranoblastickou textúrou. Granát často uzatvára biotit, kremeň a ilmenit (veľkosť zrna 1 mm, rovnobežné nikoly).

Fig. 4. Porphyroblast of the garnet in the biotite paragneiss with lepidoblastic structure. Garnet often closes biotite, quartz, and ilmenite (size of grain 1 mm, parallel nicols).



Obr. 5. Chemické zloženie granátu v diagrame Mn - Mg - Fe (analýzy tab. 5).

Fig. 5. Chemical composition of the garnet in Mn - Mg - Fe diagram (analyses Tab. 5).

Tab. 4
Mikrosondové analýzy svetlej sľudy z pararúl
Microprobe analyses of light mica from paragneisses

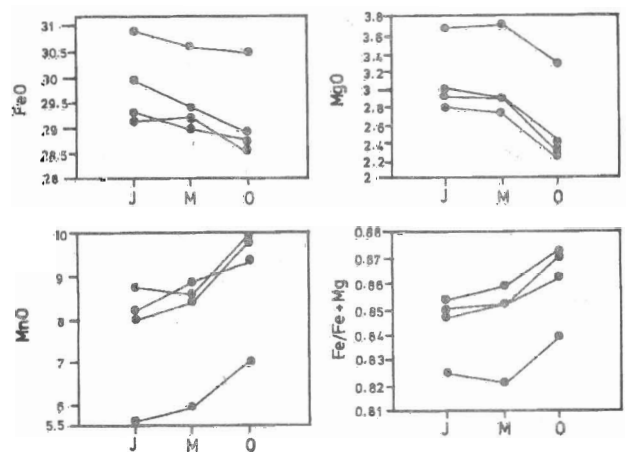
Vzorka	6			18		
Analýza	25	26	21	22	23	24
SiO_2	46,08	47,17	46,17	48,12	46,29	48,03
TiO_2	0,50	0,16	-	0,48	0,92	0,41
Al_2O_3	35,83	36,68	36,49	36,45	35,14	36,53
FeO	0,07	0,11	0,01	-	0,05	-
MnO	0,04	0,02	0,04	0,04	0,08	0,02
MgO	1,00	1,10	0,78	0,73	1,12	0,88
Na_2O	0,35	0,39	0,47	0,33	0,37	0,37
K_2O	10,18	10,15	10,24	9,99	10,21	10,05
Σ	94,06	95,79	94,19	96,18	94,21	96,28
Katióny prepočítané na 22 O						
Si	6,156	6,175	6,154	6,254	6,180	6,239
Ti	0,051	0,016	-	0,047	0,093	0,040
Al^{IV+}	1,844	1,825	1,846	1,746	1,820	1,761
Al^{VI+}	3,797	3,835	3,887	3,838	3,709	3,832
Fe	0,008	0,013	0,001	-	0,005	-
Mn	0,004	0,003	0,004	0,005	0,009	0,002
Mg	0,200	0,214	0,155	0,142	0,223	0,170
Na	0,091	0,099	0,047	0,082	0,095	0,093
K	1,734	1,695	1,741	1,656	1,738	1,665
Na/Na+K	0,049	0,055	0,065	0,047	0,051	0,053
Fe/Fe+Mg	0,038	0,057	0,006	-	0,021	-
a^{VI}_{Al}	0,935	0,940	0,960	0,952	0,918	0,948

du muskovitu - sericit. Svojím zložením predstavuje oligoklas až andezín (tab. 2, obr. 2). Zonalita plagioklasov sa nezistila.

Biotit (22,6 - 27,6 %) je drobnošupinkovitý (0,3 mm), výrazne hnedý (podľa smeru „γ"), v paragenéze s granátom podlieha chloritizácii. Je orientovaný v smere foliácie. Podľa zloženia je prechodným členom medzi siderofylitovou a annitovou zložkou (tab. 3, obr. 3).

Svetlá sľuda (fengit) (0,5 - 1 %) tvorí drobné šupinky a pozične sa neviaže na foliáciu v hornine (tab. 4).

Granát tvorí drobné alotriomorfné zrná. Ide o almandíny



Obr. 6. Zmeny obsahu Fe, Mg, Mn a Fe/Fe+Mg v granátoch od jadier k okrajom zŕn.

Fig. 6. Changes of the content of Fe, Mg, Mn and Fe/Fe+Mg in garnets from cores to rims.

Tab. 5
Mikrosondové analýzy granátu
Microprobe analyses of garnet

Vzorka	TM 14 A	TM 14 A	TM 14 A	19	19	19	19	19	19	19	19	19
Bod	32 s	33 m	34 o	37 s	38 m	39 o	42 s	43 m	44 o	47 s	48 m	49 o
SiO_2	37,22	37,39	37,38	36,86	37,16	37,14	37,10	37,68	37,16	36,77	37,28	36,84
TiO_2	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00
Al_2O_3	21,40	21,47	21,46	21,47	21,57	21,37	21,16	21,08	21,16	21,12	21,32	21,35
FeO	30,98	30,62	30,50	29,99	29,45	28,85	29,36	29,01	28,70	29,20	29,32	28,59
MnO	5,66	5,81	7,05	8,01	8,41	9,93	8,72	8,64	9,97	8,28	8,74	9,36
MgO	3,73	3,76	3,29	3,03	2,87	2,35	2,81	2,68	2,32	2,91	2,89	2,55
CaO	1,05	0,94	0,87	0,88	0,87	0,92	0,91	0,96	0,85	0,87	0,69	0,74
Na_2O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,02	0,03	0,08	0,07	0,02	0,03	0,03
K_2O	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,04	0,02	0,01	0,01
Σ	100,11	100,07	100,63	100,30	100,41	100,61	100,10	100,15	100,30	99,19	100,29	99,47
Katióny prepočítané na 12 O												
Si	2,983	2,992	2,989	2,967	2,983	2,989	2,993	3,028	2,999	2,989	2,997	2,989
Ti	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000
Al	2,021	2,025	2,022	2,037	2,041	2,027	2,012	1,997	2,013	2,024	2,020	2,042
Fe	2,076	2,049	2,039	2,019	1,977	1,941	1,981	1,950	1,937	1,985	1,971	1,940
Mn	0,384	0,394	0,477	0,546	0,572	0,677	0,596	0,588	0,682	0,570	0,595	0,643
Mg	0,446	0,449	0,392	0,364	0,343	0,282	0,338	0,321	0,279	0,353	0,346	0,308
Ca	0,090	0,081	0,075	0,076	0,075	0,079	0,079	0,083	0,074	0,076	0,059	0,064
Na	0,008	0,008	0,008	0,008	0,009	0,003	0,005	0,012	0,011	0,003	0,005	0,005
K	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,003	0,001	0,002	0,004	0,002	0,001	0,001
Fe/Fe+Mg	0,823	0,820	0,839	0,847	0,852	0,873	0,854	0,859	0,874	0,849	0,851	0,863
X_{al}	0,693	0,689	0,684	0,672	0,666	0,652	0,662	0,663	0,652	0,665	0,663	0,656
X_{sp}	0,128	0,132	0,160	0,182	0,193	0,227	0,199	0,200	0,229	0,191	0,200	0,218
X_{py}	0,149	0,151	0,131	0,121	0,116	0,095	0,113	0,109	0,094	0,118	0,117	0,104
X_{gr}	0,030	0,027	0,025	0,025	0,025	0,027	0,026	0,028	0,025	0,025	0,020	0,022

X_i = i/Fe + Mn + Mg + Ca; Al - almandín, Sp - spessartín, Py - pyrop, Gr - grossulár, j - jadro, m - medzi, o - okraj
X_i = i/Fe + Mn + Mg + Ca; Al - almandine, Sp - spessartine, Py - pyrope, Gr - grossular, c - core, b - between, r - rim

s mierne zvýšenou spessartínovou zložkou veľké do 1 mm (tab. 5, obr. 4, 5). Celkovo vykazujú retrográdny metamorfný trend v smere jadro - okraj (obr. 6).

Ako akcesórie sa mikroskopicky zistil zirkón, apatit, turmalín a ilmenit.

Čierne bridlice

Čierne bridlice sú sivé až čierne a majú masívnu textúru. Vystupujú v kontakte s biotitickými rulami a prienikmi apofýz granodioritov na J od vrchu Tábor v blízkosti kontaktu s bazálnym spodnotriasovým kremencom. Majú viac granoblastickú ako lepidoblastickú štruktúru a mineránu asociáciu

Pl+Mus+Qtz+Bt±Sil±C.

Grafitický pigment je rovnomerne rozptýlený v celej hmote horniny, i keď lokálne prednostne v sericitickej základnej hmote. V porovnaní s biotitickými rulami museli grafitické bridlice pôvodne obsahovať viac živcov v protolite, a preto v hornine dominuje muskovit, resp. sericit. Muskovit tvorí pomerne veľké lupene (až do 0,4 mm) a býva preplnený grafitickou hmotou (tab. 6). Kremeň je drobnokryštalický, len niekedy rekryštalizovaný. V grafitických bridliciach sa zistil aj alumosilikát (podľa mikroskopického štúdia sillimanit) nasledovného zloženia (mikrosondová analýza): Al_2O_3 62,38, SiO_2 35,20, K_2O 0,04.

Tab. 6
Mikrosondové analýzy svetlej sľudy z čiernych bridlíc
Microprobe analyses of light mica from black schists

Vzorka	19			
Analýza	5	6	7	8
SiO_2	49,39	47,56	52,08	52,00
TiO_2	0,17	0,34	0,20	0,14
Al_2O_3	30,77	32,26	26,01	26,01
FeO	2,37	1,55	2,66	2,82
MnO	0,05	0,04	0,10	0,09
MgO	2,07	1,67	3,76	3,73
Na_2O	0,14	0,17	0,05	0,02
K_2O	11,77	11,88	11,39	10,39
Σ	96,73	95,46	96,25	95,85
Katióny prepočítané na 22 O				
Si	6,537	6,371	6,915	6,913
Ti	0,017	0,034	0,020	0,014
Al^{IV+}	1,463	1,629	1,085	1,087
Al^{VI+}	3,337	3,464	2,986	3,046
Fe	0,262	0,174	0,295	0,313
Mn	0,006	0,004	0,011	0,011
Mg	0,409	0,334	0,744	0,738
Na	0,036	0,044	0,013	0,005
K	1,988	2,030	1,930	1,762
Na/Na+K	0,018	0,021	0,006	0,002
Fe/Fe+Mg	0,390	0,263	0,284	0,298
a^{VI}_{al}	0,172	0,136	0,264	0,261

Tab. 7
Teplota vypočítaná na základe Grt-Bt termometra a predpokladaného tlaku
Temperature calculated on the basis of Grt-Bt geothermometry and estimated pressure

Vzorka	TM 14 A	TM 14 A	TM 14 A	TM 19	TM 19	TM 19	TM 19	TM 19	TM 19	TM 19	TM 19	TM 19
Bod	32 s	33 m	34 o	37 s	38 m	39 o	42 s	43 m	44 o	47 s	48 m	49 o
P (bar)	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000
ln Kd	-1,375	-1,355	-1,485	-1,264	-1,300	-1,479	-1,382	-1,417	-1,551	-1,340	-1,351	-1,450
T(FS)	704	713	657	757	740	659	701	685	631	721	715	671
T(P)	629	634	608	657	649	613	632	624	599	640	639	619
T(HS)	717	725	667	768	750	670	712	697	641	731	724	680
T(GS)	558	569	532	636	628	578	600	586	552	612	610	581
P(bar)	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000
ln Kd	-1,375	-1,355	-1,485	-1,264	-1,300	-1,479	-1,382	-1,417	-1,551	-1,340	-1,351	-1,450
T(FS)	709	718	661	762	744	663	706	690	635	725	720	675
T(P)	638	643	617	666	658	622	641	633	608	650	648	627
T(HS)	721	729	672	773	755	674	717	702	645	736	728	685
T(GS)	562	573	536	640	633	582	604	590	556	616	615	586

F-S - Ferry - Spear, P - Perčuk, H-S - Hodges - Spear, G-S - Ganguly - Saxena, j - jadro, m - medzi, o - okraj
F-S - Ferry - Spear, P - Perchuk, H-S - Hodges - Spear, G-S - Ganguly - Saxena, c - core, b - between, r - rim

V čiernych bridliciach neboli zistené palinomorfy (Kováčová, ústna informácia).

P-T podmienky vzniku pararúl

Výpočet teplotných parametrov koexistujúcich minerálov v rulách vychádza z analýz uvedených v tab. 3 a 5. Teplota metamorfózy pararúl sa vypočítala na základe termometra Ferryho a Speara (1978), Hodgesa a Speara (1982), Perčuka et al. (1983), Gangulyho a Saxenu (1984). Vypočítaná teplota metamorfnej rekryštalizácie sa v závislosti od typu geotermometra pohybuje od 558 po 773 °C (stred granátu) a od 532 po 682 °C (okraj granátu; tab. 7). Vysoká teplota vypočítaná podľa kalibrácie Ferryho a Speara (l. c.) a Hodgesa a Speara (l. c.) je nepravdepodobná, pretože minerálna asociácia spozorovaná v pararuľách na taký vysokoteplotný režim nepoukazuje (neprítomnosť K živca a alumosilikátov). Prikláňame sa teda k údajom vychádzajúcim z kalibrácie Perčuka et al. (l. c.) a Gangulyho a Saxenu (l. c.), ktoré dávajú teplotu 627 ± 32 °C pre stred granátu a 592 ± 33 °C pre jeho okraj pri tlaku 3 kbar. Tlak sa na 3 kbar odhadol podľa výskytu sillimanitu v čiernych bridliciach.

Podľa vypočítaných hodnôt (tab. 7) možno konštatovať, že teplota metamorfózy rúl dosiahla pri tlaku 3 kbar minimálne 600 °C, čo predstavuje stredný stupeň amfibolitovej fácie.

Diskusia

Amfibolitová fácia zistená v tríbečsko-zoborskom kryštaliniku je charakteristická aj v priľahlých regiónoch (Malé Karpaty, Považský Inovec, Strážovské vrchy). Pri porovnaní zonálnosti granátov z kančianskych pararúl s granátmi pararúl v okolitých regiónoch sa ukazuje zhodný retrográdny trend s časťou granátov zo Suchého a z Malej Magury (Méres a Hovorka, 1989), čo dokumentuje obr. 7b. Naopak v Malých Karpatoch, Považskom Inovci a v Žiari sa granáty vyznačujú prográdnou zonálnosťou (Broska a Janák, 1985; Korikovský et al., 1984; Krist et al., 1992). Aj časť granátov zo Suchého vykazuje prográdnu zonálnosť (Hovorka a Méres, 1991) obr. 7a.

Regionálna prográdna metamorfóza dosiahla v Malých Karpatoch fáciu zelených bridlíc a granáty vznikali na kontaktoch s granitmi počas ich intrúzie (Korikovský et al., l. c.).

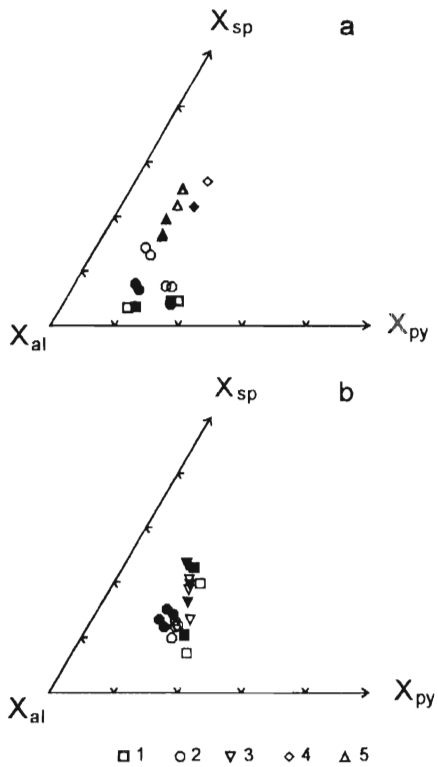
Hovorka a Méres (l. c.) predpokladajú, že pod vplyvom intrúzie granitu boli staršie granáty v Suchom a Malej Magure retrográdne metamorfované.

Podľa nášho náhľadu retrográdna metamorfóza vedúca k nižšie teplotným okrajom granátov v tríbečskom kryštaliniku spojite nadväzovala na prográdnu variskú metamorfózu. Retrográdnu metamorfózu teda nespájame s intrúziou granitov, ktorá by bola viedla k degradácii starších častí granátov na chlorit. Takáto premena sa jednak nepozorovala a okrem toho, keby bol stred granátov ostal stabilný, ťažko predpokladať, že by bola intrúzia granitov uvoľnila z pevnej fázy granátov prvky (Fe, Mn, Ca, Mg, Al, Si) potrebné na stavbu novej granátovej fázy.

Protolit pararúl derivujeme od metapsamitov a v prípade čiernych bridlíc od pelitickejšieho materiálu. Metapsamity sú indikované pôvodnými sedimentárnymi textúrami, modálnymi analýzami dokumentujúcimi vysoký podiel klastického kremeňa, ako aj charakterom ťažkých minerálov, ako napr. zirkónu, ktorý nesie znaky abrázie v sedimentárnom prostredí.

Záver

V tríbečsko-zoborskom kryštaliniku sa pararuly zistili len vo forme xenolitov v granitoidoch, a to len v oblasti Kančе. Xenolity v granite sú uložené planparalelne, pri-



Obr. 7. Chemické zloženie prográdne a retrográdne zonálnych granátov z pararúl Tríbeča a z metamorfitov okolitých regiónov v diagrame Mn - Mg - Fe (jadro - prázdny symbol, okraj - plný symbol). a - Prográdne zonálne granáty: 1 - Považský Inovec (analýzy z Krista et al., 1992), 2 - Suchý (analýzy z Méresa a Hovorku, 1989), 4 - Žiar (analýzy z Krista et al., 1992), 5 - Malé Karpaty (analýzy z Brosku a Janáka, 1985); b - Retrográdne zonálne granáty: 1 - Malá Magura (analýzy z Méresa a Hovorku, 1989), 2 - Suchý (analýzy z Méresa a Hovorku, 1989), 3 - Tríbeč (analýzy z tab. 5).

Fig. 7. Chemical composition of the prograde and retrograde zonal garnets from the Tríbeč paragneisses and from the metamorphites of surrounding areas in the Mn - Mg - Fe diagram (core - blank symbol, rim - black symbol). a - Prograde zonal garnets: 1 - Považský Inovec (analyses from Krist et al., 1992), 2 - Suchý (analyses from Méres and Hovorka, 1989), 3 - Žiar (analyses from Krist et al., 1992), 4 - Malé Karpaty (analyses from Broska and Janák, 1985); b - Retrograde zonal garnets: 1 - Malá Magura (analyses from Méres and Hovorka, 1989), 2 - Suchý (analyses from Méres and Hovorka, 1989), 3 - Tríbeč (analyses from Tab. 5).

čom prevažne ide o biotitické pararuly. Menej početné sú xenolity čiernych bridlíc.

Pararuly boli varisky metamorfované v amfibolitovej fácii, a to spojite v jednej etape, ktorá sa začala pri teplote 627 ± 32 °C a skončila pri 592 ± 33 °C. Prítomnosť sillimanitu v čiernych bridliciach indikuje tlak okolo 3 kbar.

Literatúra

Broska, I. & Janák, M., 1985: Akcesorické minerály metapelitov a ich vzťah k metamorfóze v oblasti Záhorskej Bystrice (Malé Karpaty). *In: Akcesorické minerály. GÚDŠ Bratislava, 101 - 107.*

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

Ferry, J. M. & Spear, F. S., 1978: Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contr. Mineral. Petrology (Berlin-New York), 66, 113 - 117.*

Ganguly, J. & Saxena, S. K., 1984: Mixing properties of alumosilicate garnets: constraints natural and experimental data and aplications to geotermo-barometry. *Amer. Mineralogist, 69, 88 - 97.*

Hodges, K. V. & Spear, F. S., 1982: Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilanke, New Hampshire. *Amer. Mineralogist, 67, 1118 - 1134.*

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.*

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

Krist, E., 1971: Geologico-petrographical relations of the NE part of the Tríbeč Mts. crystalline complex. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 21, 11 - 43.*

Krist, E., Korikovskij, S. P., Putiš, M., Janák, M. & Faryad, S. W., 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathian crystalline complexes. *Comenius University Press, 324.*

Maheľ, M., 1979: Kriticky o názvoch šturecký príkrov, hronikum, fatrikum a skýcovský zlom. *Mineralia Slov., 11, 173 - 178.*

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

Perchuk, L. L., Lavrentieva, I. V., Aranovich, L. J. & Podleskii, K. K., 1983: Biotit-granat-korderitovie ravnovesia i evolutsia metamorfizma. *Nauka, Moskva, 198.*

Petrík, I. & Broska, I., 1994: Petrology of two types from the Tríbeč Mountains, Western Carpathians: an example of allanite (+ magnetite) versus monazite dichotomy. *Geol. J., 29, 59 - 78.*

Petrík, I., Broska, I. & Uher, P., 1994: Evolution of the Western Carpathian granite magmatism: age, source rocks, geotectonic setting and relation to the variscan structure. *Geol. Carpath., 45, 5, 283 - 291.*

Metamorphic conditions of the origin of schists in the Tríbeč-Zobor crystalline complex

The Tríbeč Mts. are divided by transversal tectonic structures into two blocks with different geological setting. North "Razdiel block" is built up mostly by metamorphites. In more southern "Tríbeč-Zobor block", which is formed by granitoids, metamorphites come out only sporadically as xenolits in the locality Krnča (Maheľ, 1979; Krist, 1971).

Xenoliths of the crystalline schists (Palaeozoic age?) present the uppermost part of the Tríbeč-Zobor crystalline complex. A thickness of the granitoids together with position of crystalline schists is estimated from 50 up to 100 metres. Crystalline schists, which have mostly lepidogranoblastic texture, are settled flatly (20°/30°) with direction to axis of the Tríbeč core mountains. From modal composition point of view there are mainly biotitic and sporadically biotitic-garnet paragneisses with mineral assemblage as follows (Tab. 1):

Qtz + Pl + Bt + Ilm
Qtz + Pl + Bt + Grt + Ilm
Qtz + Pl + Bt + Mus

Garnets from biotitic-garnet paragneisses represent by their composition almandine with admixture of spessartí-

ne component and they show retrograde trend in direction from core to rim (Tab. 5, Figs. 5, 6).

There were found also black schists together with biotitic paragneisses at the locality Krnča (more southern from Tábor hill). They have more granoblastic than lepidoblastic texture and mineral assemblage as follows:

Qtz + Mus + Pl ± Sill ± Bt ± C

Based on preserved original sedimentary structures, values of modal analysis, as well as character of accessory minerals, we can consider metapsammites as a protolith of crystalline schist and in the case of black schists protolith with a more metapelitic character.

Thermal conditions of origin of crystalline schists have been calculated by Grt-Bt geothermometer. We can conclude that paragneisses have metamorphosed during Hercynian stage in amphibolite facies of the medium grade. In the cores of garnets there has been attained the temperature of recrystallization to 627 ± 32 °C, on the rims to 592 ± 33 °C and we consider prograde and retrograde metamorphism as a continual process. Final pressure was estimated on the basis of the sillimanite occurrence which indicates the pressure around 3 kbar (Tab. 7).

Mineralia Slovaca, 28 (1996), 288 - 294

Kinetika vylučovania a premeny Ca-Mg karbonátov z vodného roztoku pri 5 až 100 °C. Časť 1: Stechiometrické relácie

JÁN BABČAN[1], SILVESTER IRÓ[1] a JAROSLAV ŠEVC[2]

[1]Prírodovedecká fakulta UK, katedra geochémie, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava
[2]Geologický ústav UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

(Doručené 13.5.1996, revidovaná verzia doručená 27.6.1996)

Kinetics of exsolution and transformation of Ca-Mg-carbonates from aqueous solution at temperature of 5 to 100 °C. Part 1: Stoichiometric relations

Contribution presents the results of experimental study of exsolution and transformation of Ca, Mg and Ca-Mg-carbonates from chlorite-sulphate medium in the range of 5 - 100 °C, keeping the stoichiometric relation of Ca^{2+} + Mg^{2+} cations and CO_3^{2-} anions. The stable and unstable forms of originating minerals were determined in variegated proportions of Ca/Mg in solutions and in the time period from 1 hour till 50 days.

The conditions of exsolution and transformation (ageing) of calcite, Mg-calcite, aragonite, ikaite $CaCO_3.6H_2O$, monohydrocalcite $CaCO_3.H_2O$, nesquehonite $MgCO_3.3H_2O$, hydromagnesite $Mg_5(CO_3)_4.4H_2O$ and vaterite $CaCO_3$ were determined in stated temperatures, time intervals and concentrating proportions of Ca/Mg. The results with the data about the concentration, temperature and time parameters, related to the origin and transformation of minerals, are stated in 6 diagrams.

The results demonstrate, that exsolution and transformation of Ca, Mg and Ca-Mg-carbonates from the individual medium is in the whole range of experiment affected mainly by: 1. the relation of Ca/Mg in solutions, 2. temperature, 3. time necessary not only for the origin of individual minerals, but also for transformation of unstable phases. In the smaller amount the described phenomena depend on the presence of anions (Cl^-, resp. Cl^- + SO_4^{2-}).

Key words: Aragonite, amorphous solid, brucite, calcite, hydromagnesite, ikaite, Mg-calcite, monohydrocalcite, nesquehonite, vaterite

Úvod

V nadväznosti na našu predchádzajúcu prácu (Babčan et al., 1992) sme študovali vylučovanie a premenu Ca-Mg karbonátov z vodného roztoku okrem pôvodných 25 °C aj pri teplote 5, 50, 75 a 100 °C s cieľom - v zmysle predpokladov niektorých autorov (napr. Folk a Land, 1975; MacKenzie et al., 1983; Kukal, 1986) - poznať vplyv času na tieto procesy v podmienkach ekvivalentných prírodným. Experimenty potvrdili, že aj pri inej teplote ako 25 °C platí, že vylučovanie primárnych karbonátov a ich premenu (starnutie) do značnej miery ovplyvňuje čas. Zároveň sa ukázalo, že predstavu o vzniku prírodných Ca, Mg a Ca-Mg karbonátov len ako výsledku pomeru Ca/Mg v roztokoch a teploty prostredia treba doplniť aj o časové údaje. Pri každom roztoku a teplote platia iné kinetické závislosti nielen vylučovania (nukleácie) a rastu, ale aj fázových premien minerálov.

Literatúra o vzniku Ca-Mg karbonátov je veľmi bohatá, a preto sa o dôležitejších publikáciách, najmä korešpondujúcich s našou problematikou, zmienime v diskusii.

Metodika výskumu

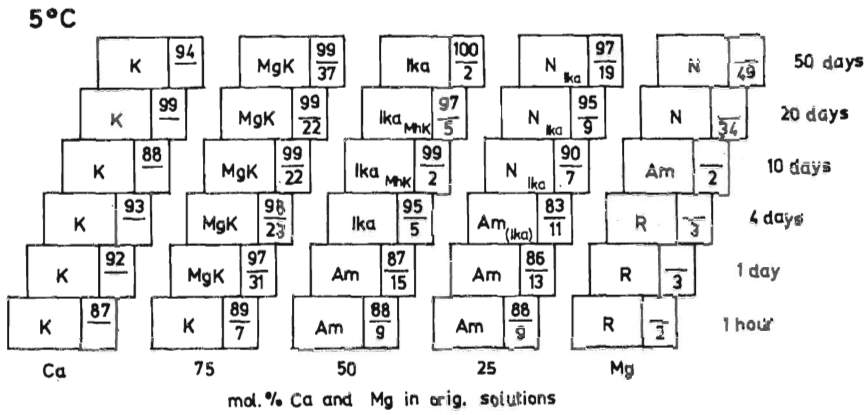
Metodiku výskumu a pracovný postup sme už podrobnejšie rozviedli (Babčan et al., 1992), a tak sa obmedzíme iba na stručný opis podstaty experimentov.

Na experimenty sa zvolil rozličný koncentračný pomer zastúpenia Ca^{2+} a Mg^{2+} (100 mol % Ca, t. j. 200,4 mg Ca/100 ml roztoku, 75 mol % Ca, t. j. 150,3 mg Ca + 30,4 mg Mg, 50 mol % Ca, t. j. 100,2 mg Ca + 60,6 mg Mg, 25 mol % Ca, t. j. 50,1 mg Ca + 91 mg Mg, 100 mol % Mg, t. j. 121,6 mg Mg/100 ml roztoku) pri stechiometrickom zastúpení obsahu CO_3^{2-} (300 mg/100 ml roztoku) pridávanom vo forme Na_2CO_3. Iónová sila roztokov bola 0,3. Experimenty pri každej teplote a koncentračnom pomere trvali 1 hod., 1, 4, 10, 20 a 50 dní, v niektorých prípadoch 1, resp. 2 min. Pri teplote 100 a 150 °C boli pokusy z technických príčin kratšie (1 hod., 1 a 4 dni).

V základnom usporiadaní sa použil chloridový roztok ($CaCl_2$ a $MgCl_2$), pri doplnkových pokusoch, a to iba pri teplote 25 °C, aj prídavok Na_2SO_4 (v koncentrácii 0,05 M, pri sumárnej iónovej sile roztokov 0,55).

Pri pokusoch sme určené množstvo reakčných činidiel ohriali (ochladili) na požadovanú teplotu, potom sme roztoky zmiešali a pri občasnom miešaní nechali reagovať stanovený čas. Po uplynutí reakčného času sme zmerali pH hodnoty vzoriek, vylúčené produkty odfiltrovali a podrobili röntgendifraktografickému určeniu (pri použití NaCl ako interného štandardu). V roztokoch sme komplexometricky stanovili obsah nezreagovaných rozpustených zložiek.

Výsledky sú zhrnuté v diagramoch, kde sa uvádzajú vzniknuté produkty (hlavné minerály výraznejším pís-



Obr. 1. Výsledky reakcií v systéme Ca^{2+} - Mg^{2+} - Cl^- - CO_3^{2-} pri 5 °C (čitateľ v zlomku vyjadruje hmotnostné % zreagovaného Ca, menovateľ Mg).
Fig. 1. Results of the reactions in system Ca^{2+} - Mg^{2+} - Cl^- - CO_3^{2-} at 5 °C (values in the numerator of the fractions - weight-% of precipitated Ca, in the denominator - precipitated Mg). A - aragonite, Am - amorphous products, Br - brucite, HM - hydromagnesite, Ika - ikaite, K - calcite, MgK - Mg-calcite, MhK - monohydrocalcite, N - nesquehonite, R - solution without solid products, V - vaterite.

mom). V príslušnom zlomku sú údaje o hmotnostnom množstve zreagovaných látok (v %).

V diagramoch sú nasledujúce skratky: A - aragonit, Am - amorfné látky, Br - brucit, HM - hydromagnezit, Ika - ikait, K - kalcit, MgK - Mg - kalcit, MhK - monohydrokalcit, N - nesquehonit, R - roztok, V - vaterit.

Prehľad výsledkov

Teplota 5 °C

Na obr. 1 sú výsledky koncentračných a časových závislostí vylučovania a premeny príslušných karbonátov z roztokov obsahujúcich $CaCl_2$, $MgCl_2$ a Na_2CO_3 pri teplote 5 °C.

Systém $CaCl_2$ - Na_2CO_3

Vo všetkých časových intervaloch bol v tomto systéme jediným reakčným produktom kalcit. S postupujúcim časom rástlo množstvo zreagovaného Ca. Pozoruhodnosťou vo vzťahu k inej teplote sú d hodnoty najintenzívnejšej kalcitovej čiary $d_{10\bar{1}4}$. Od priemernej hodnoty $3{,}042.10^{-1}$ nm (Lippmann, 1973) sa viac odlišuje iba d hodnota kalcitu zo štvordňového pokusu ($3{,}036.10^{-1}$ nm), kým ostatné sú v rozmedzí $(3{,}040 - 3{,}042).10^{-1}$ nm.

Systém $CaCl_2$ - $MgCl_2$ - Na_2CO_3

Produkty vznikajúce v tomto systéme sa veľmi odlišujú jednak v závislosti od pomeru Ca/Mg v pôvodných roztokoch a jednak ich ovplyvnili aj premeny pri starnutí, najmä pri premene rtg. amorfných látok na kryštalické produkty.

Z prehľadu (obr. 1) jednoznačne vyplýva, že sa Mg kalcit ako stabilný karbonát vylučuje iba pri relatívne nízkej koncentrácii Mg^{2+} (~ 0,3 g Mg pri 1,5 g Ca v 1 l vody). V tejto skupine na rozdiel od iných skupín vstupuje do reakčných produktov relatívne veľký podiel Mg. Podľa vzájomného vzťahu d hodnoty $d_{10\bar{1}4}$ a obsahu $MgCO_3$ (pozri Babčan et al., 1992) temer všetok zreagovaný Mg je súčasťou kryštalickej štruktúry Mg kalcitu. Pri teplote 5 °C z toho vychodí, že po 50-dennej expozícii má vzniknutý Mg kalcit cca 5 mol % $MgCO_3$, čo zodpovedá všetkému zreagovanému Mg.

Z hľadiska kinetiky reakcií je pozoruhodné, že Mg nevstupuje do štruktúry Mg kalcitu okamžite, ale vyžaduje istý čas (viac ako 1 hod.). Prejavilo sa to už pri teplote 25 °C, a to v tzv. čisto chloridových, ale aj v zmiešaných chloridovo-síranových roztokoch.

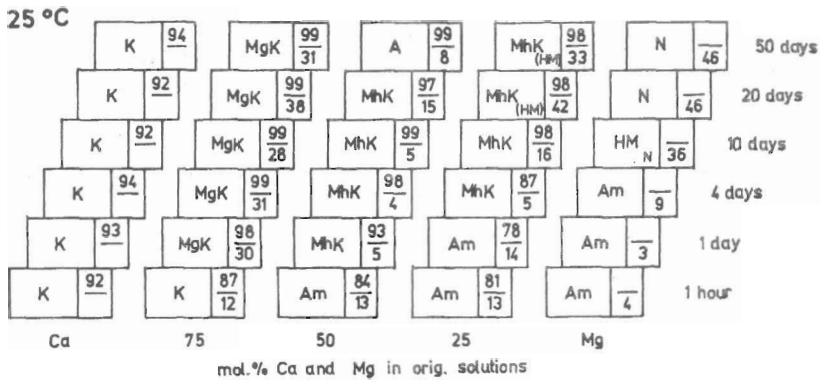
Systémy s vyššou koncentráciou Mg (pri mólovom pomere Ca/Mg = 1:1 a 1:3, ako aj čisto horečnaté roztoky) sa vyznačujú spomaleným vylučovaním pevných fáz, resp. spomalenou premenou rtg. amorfných fáz na kryštalické formy. V systéme s ekvimólovým pomerom Ca/Mg sa podľa zreagovaného podielu Mg zdá, že ikait, resp. aj monohydrokalcit Mg z amorfných produktov vytláčajú. Podiel Mg v zmesných produktoch časom dosť výrazne klesá a uvoľnený Mg prechádza do roztoku.

V tejto sérii treba osobitne spomenúť monohydrokalcit. Jeho výskyt v niektorých našich experimentoch pokladáme za problematický pretože primárne vylúčený ikait je nestabilný a už počas rtg. analýzy (pri cca 25 °C) sa menil na monohydrokalcit, takže v skutočnosti mohol byť v primárnych produktoch zastúpený podstatne výraznejšie.

Ako sme už uviedli, Mg vylučovanie tuhých produktov z Ca-Mg roztokov spomaľuje. V systémoch s pomerom Ca/Mg = 1:3 sa to prejavilo relatívne dlhším časom (viac ako 4 dni), kým sa vylúčil zreteľne kryštalický nesquehonit $MgCO_3.3H_2O$, ale aj tu bol vstup Mg do tuhých reakčných produktov relatívne nízky. Na druhej strane je nesquehonit minerál s veľmi výraznými d hodnotami na rtg. difraktogramoch, ktoré mohli prekryť čiary ikaitu, takže aj pri relatívne malom podiele zreagovaného Mg sa prejavil ako prevládajúca zložka.

Systém $MgCl_2$ - Na_2CO_3

Pomalý priebeh vylučovania a kryštalizácie Mg karbonátov potvrdzujú aj výsledky horečnatých systémov. Do



Obr. 2. Výsledky reakcií v systéme Ca^{2+} - Mg^{2+} - Cl^- - SO_4^{2-} - CO_3^{2-} pri 25 °C.
Fig. 2. Results of the reactions in system Ca^{2+} - Mg^{2+} - Cl^- - SO_4^{2-} - CO_3^{2-} at 25 °C.

4 dní roztoky zostávali prakticky číre, s nepatrnou opalescenciou a zreteľné kryštalické agregáty nesquehonitu sa objavili až po 20 dňoch.

Teplota 25 °C

Keďže reakcie z pokusných sérií s chloridovými roztokmi pri teplote 25 °C boli obsahom našej predchádzajúcej práce, neopakujeme ich, ale podrobnejšie uvádzame výsledky zo zmiešaných chloridovo-síranových roztokov, ktoré sa vykonali ako porovnávacie experimenty (obr. 2).

Systém $CaCl_2$ - Na_2CO_3 a $CaCl_2$ - Na_2SO_4 - Na_2CO_3

Pri dlhodobých pokusoch je množstvo zreagovaného Ca v chloridovo-karbonátových a chloridovo-sulfátovo-karbonátových systémoch takmer rovnaké. Pri všetkých sledovaných časových úsekoch boli chloridové systémy v priemere priaznivejšie na vylučovanie $CaCO_3$. V kratších intervaloch sa z chloridových systémov vylučoval aragonit, ale po 4 dňoch zanikol. Mriežkové parametre kalcitu boli v obidvoch systémoch po 50 dní trvajúcich pokusoch prakticky totožné $d_{10\bar{1}4}$ (3,040 - 3,041).10^{-1} nm, v chloridových systémoch po jednohodinovom a jednodennom pokuse podstatne nižšie - (3,029 - 3,030).10^{-1} nm. V chloridovo-síranových systémoch to potvrdil aj jednominútový pokus.

Systém $CaCl_2$ - $MgCl_2$ - Na_2CO_3 a $CaCl_2$ - $MgCl_2$ - Na_2SO_4 - Na_2CO_3

Pri nízkej koncentrácii Mg sa v obidvoch systémoch pri dlhodobejších experimentoch (> 1 deň) vylučoval Mg kalcit. Podobne ako pri teplote 5 °C sa aj tu v krátkych experimentoch vylučoval iba kalcit, čo potvrdila aj dvojminútová skúška. Tvorba Mg kalcitu zrejme súvisí s časom. Na vstup Mg do Mg kalcitu je zmiešaný chloridovo-síranový roztok vhodnejší (v priemere o cca 1 % absol.). Vstup Ca do reakčných produktov je vyrovnaný a vstup Mg v chloridových systémoch o viac ako 3,5 % (absol.) vyšší.

V porovnaní s pokusmi pri 5 a 25 °C v chloridových systémoch - podľa veľkosti hodnoty $d_{10\bar{1}4}$ - do štruktúry Mg kalcitu pri teplote 25 °C vstúpilo oveľa viac Mg (v prepočte asi 8 mol % $MgCO_3$) ako pri teplote 5 °C. To isté platí aj o chloridových a chloridovo-síranových systémoch.

Chloridové systémy s pomerom Ca/Mg = 1:1 sú náchylnejšie na tvorbu Mg kalcitu. Vznik aragonitu po 50 dňoch experimentu v chloridovo-síranovom systéme nie je doteraz vysvetlený. Množstvo Mg, ktorý vstúpil do tuhých reakčných produktov, je aj v tejto sérii pomeru Ca/Mg relatívne nízke.

Pre chloridovo-síranové systémy s pomerom Ca/Mg = 1:3 je charakteristický vznik hydromagnezitu, kým v chloridových systémoch na jeho mieste vznikal nesquehonit.

Systém $MgCl_2$ - Na_2CO_3 a $MgCl_2$ - Na_2SO_4 - Na_2CO_3

Pomalá kryštalizácia čisto horečnatých systémov sa potvrdila v obidvoch súboroch experimentov. Hlavným reakčným produktom bol nesquehonit a v chloridovo-síranovom roztoku sa prechodne objavil aj hydromagnezit.

Teplota 50 °C

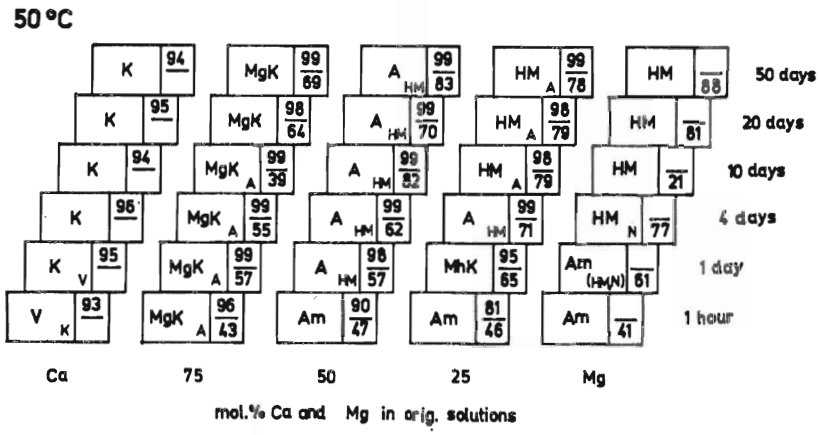
Pokusy pri teplote 50 °C dokumentovali rad rozdielov oproti pokusom pri nižšej teplote (obr. 3). Išlo najmä o vznik nových minerálov a ich stabilitu a podstatne väčší vstup Mg do tuhých reakčných produktov. Forma väzby Mg v týchto produktoch nie je vždy jasná, pretože Mg sa vylučuje aj v rtg. amorfných formách.

Systém $CaCl_2$ - Na_2CO_3

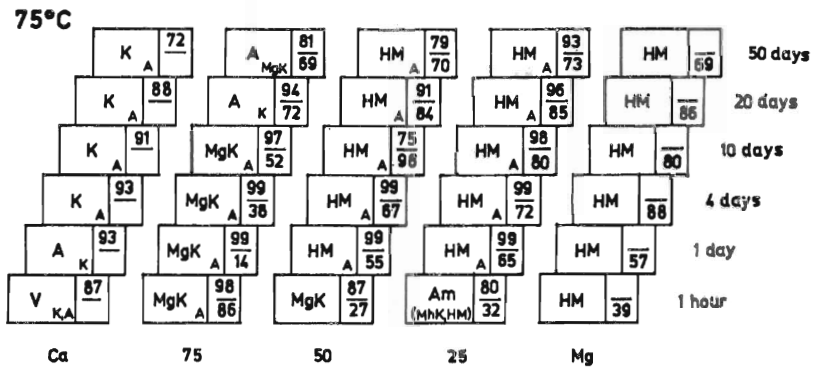
Výsledkom dlhodobejších reakcií je iba kalcit s relatívne konštantnou hodnotou čiary $d_{10\bar{1}4}$ - (3,034 - 3,038).10^{-1} nm. Prechodne, v najkratších časoch, vzniká aj vaterit a rýchlo sa mení na kalcit.

Systém $CaCl_2$ - $MgCl_2$ - Na_2CO_3

Mg vstupuje do štruktúry Mg kalcitu len pri jeho nízkej koncentrácii v roztoku podobne ako pri nižšej teplote. Podľa medzirovinnej vzdialenosti je pri tejto teplote v štruktúre Mg kalcitu cca 11,5 mol % $MgCO_3$, čo je vlastne najvyššia hodnota, akú sme zistili. Ale vznik Mg



Obr. 3. Výsledky reakcií v systéme Ca^{2+} - Mg^{2+} - Cl^- - CO_3^{2-} pri 50 °C.
Fig. 3. Results of the reactions in system Ca^{2+} - Mg^{2+} - Cl^- - CO_3^{2-} at 50 °C.



Obr. 4. Výsledky reakcií v systéme Ca^{2+} - Mg^{2+} - Cl^- - CO_3^{2-} pri 75 °C.
Fig. 4. Results of the reactions in system Ca^{2+} - Mg^{2+} - Cl^- - CO_3^{2-} at 75 °C.

kalcitu pri tejto teplote už nie je taký jednoznačný ako pri teplote 25 °C, pretože prechodne popri ňom vzniká aj aragonit a okrem toho podiel zreagovaného Mg podstatne prekračuje jeho vstup do štruktúry Mg kalcitu, čo pravdepodobne svedčí o prítomnosti amorfných väzieb Mg. V ostatných pokusoch tejto teplotnej série pomerne často vzniká hydromagnezit a zodpovedajú mu asi aj rtg. amorfné produkty vznikajúce v kratšom čase.

Teplota 50 °C je už nepriaznivá aj pre vznik monohydrokalcitu, ktorý sa objavoval pri nižšej teplote v systémoch s pomerom Ca/Mg = 1:1 a 1:3. Výnimkou bol jednodenný pokus, pri ktorom monohydrokalcit vznikol, kým vo všetkých ostatných pokusoch sa miesto neho objavoval aragonit.

Systém $MgCl_2$ - Na_2CO_3

V čisto horečnatých roztokoch sa pri teplote 50 °C prechodne tvoril nesquehonit, ale počínajúc štvordňovým pokusom prevládajúcou novou zložkou bol hydromagnezit.

Teplota 75 °C

Reakčné systémy skúmané pri teplote 75 °C sa v niekoľkých parametroch zhodujú so systémami z oblasti 50 °C (obr. 4). Pri dlhodobých pokusoch je takmer vo všetkých prípadoch pozoruhodný podstatne nižší vstup Ca, ako aj Mg do tuhých produktov, a to aj napriek tomu, že pri kratšie trvajúcich pokusoch boli tieto hodnoty spravidla vyššie. Pri $CaCO_3$ to možno vysvetliť vznikom aragonitu, ktorý je rozpustnejší ako kalcit.

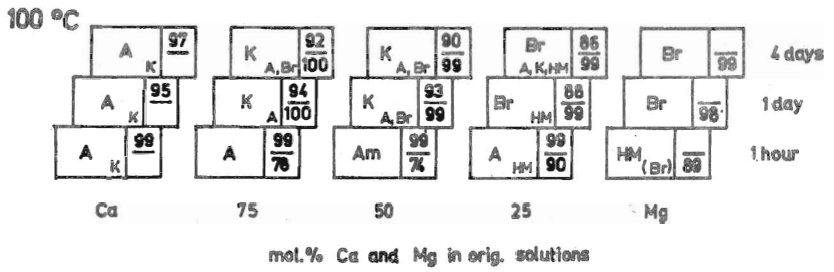
Systém $CaCl_2$ - Na_2CO_3

Podľa jednohodinového experimentu pri takejto teplote primárne vzniká vaterit, ale postupne zo systému mizne a trvalý zostáva len kalcit a aragonit. Aragonit je pravidelnou súčasťou temer všetkých produktov v systémoch obsahujúcich Ca skúmaných pri tejto teplote.

Systém $CaCl_2$ - $MgCl_2$ - Na_2CO_3

Pre systémy s mólovým pomerom Ca/Mg = 3:1 je charakteristické, že sa Mg kalcit stáva nestabilným a za vzniku kalcitu, ale najmä aragonitu mizne.

V ďalších zmiešaných Ca-Mg systémoch pravidelne vzniká zmes hydromagnezitu a aragonitu. Výnimkou je jednohodinový pokus v systéme Ca/Mg = 1:1, keď prechodne vzniká Mg kalcit.



Obr. 5. Výsledky reakcií v systéme Ca^{2+} - Mg^{2+} - Cl^- - CO_3^{2-} pri 100 °C.
Fig. 5. Results of the reactions in system Ca^{2+} - Mg^{2+} - Cl^- - CO_3^{2-} at 100 °C.

Systém $MgCl_2$ - Na_2CO_3

Jediným vznikajúcim minerálom v týchto systémoch je hydromagnezit. Príčina nízkeho podielu zreagovaného Mg v 50-dňovom pokuse je doteraz nejasná, ale môže ju spôsobiť vyššia rozpustnosť vzniknutého hydromagnezitu alebo tvorba amorfných foriem Mg nepostihnuteľných rtg. analýzou.

Teplota 100 °C

Pokusy pri teplote 100 °C, realizované ako otvorené systémy pri použití spätných chladičov, sa z technických príčin skrátili na maximálny čas 4 dni. Výsledky sú na obr. 5.

Systém $CaCl_2$ - Na_2CO_3

Aragonit, ktorého pravidelný vznik sme zaregistrovali už pri 75 °C, v tomto systéme prevláda.

Systém $CaCl_2$ - $MgCl_2$ - Na_2CO_3

Najpozoruhodnejším výsledkom takéhoto systému je absencia Mg kalcitu pri koncentrácii Ca/Mg = 3:1. Namiesto neho vzniká kalcit a aragonit. Zreagovaný Mg pravdepodobne vstupuje do štruktúry brucitu, ktorý sa primárne vylučuje ako amorfný hydromagnezit. Podľa výsledkov zo systémov s vyšším obsahom Mg hydromagnezit ako kryštalický produkt vznikal a premieňal sa na brucit. V najdlhšie trvajúcich pokusoch (4 dni) bolo množstvo nezreagovaného Ca relatívne vysoké, najmä v porovnaní s Mg.

Systém $MgCl_2$ - Na_2CO_3

Konštatovanie z predchádzajúceho odseku platí aj o tzv. čisto horečnatých systémoch.

Teplota 150 °C

Na porovnanie sme vykonali aj pokusy pri 150 °C, ale ako uzavreté systémy (v zatavených sklenných ampulkách) a iba počas 24 hod. Pri nich aj napriek vyššej teplote zreagovalo relatívne malé množstvo Ca (75 - 81 %), ako aj Mg (31 - 82 %). V čisto kalciovom systéme podobne ako aj v systéme s pomerom Ca/Mg = 3:1 vznikol iba kalcit.

Z ekvimólových roztokov sa ako hlavná zložka vylúčil kalcit, vedľajšia dolomit a magnezit vznikol ako veľmi malá, ale zreteľná prímes.

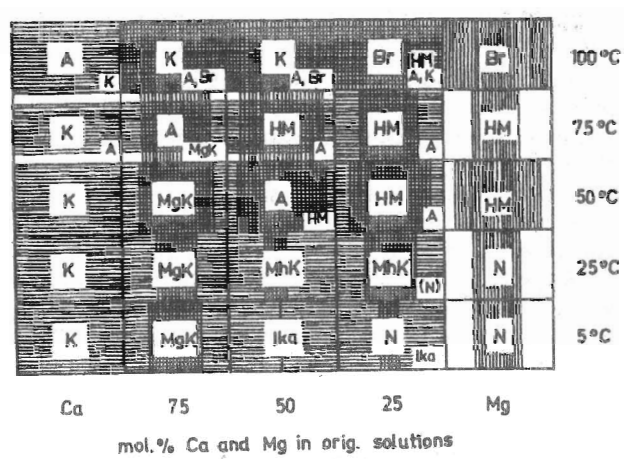
Z roztokov s mólovým pomerom Ca/Mg = 1:3 sa ako hlavná zložka vylúčil dolomit a vedľajšia magnezit. Magnezit ako jediná zložka vznikol aj z čisto horečnatých roztokov.

Stabilné modifikácie Ca-Mg karbonátov

Na obr. 6 sú stabilné modifikácie Ca-Mg minerálov vznikajúce v chloridovo-karbonátových Ca-Mg roztokoch so stechiometrickými reláciami medzi Ca a Mg katiónmi a CO_3^{2-} aniónmi od 5 do 100 °C počas 50 dní s výnimkou teploty 100 °C, pri ktorej experimenty trvali 4 dni.

Diskusia

Prezentované experimentálne výsledky potvrdzujú základné pravidlo vyjadrené už na základe pokusov pri teplote 25 °C, podľa ktorého v systémoch so stechiometric-



Obr. 6. Stabilné formy Ca a Mg minerálov vznikajúcich v stechiometrických Ca^{2+} - Mg^{2+} - Cl^- - CO_3^{2-} systémoch v rozmedzí 5 až 100 °C (horizontálne šrafovanie zodpovedá zreagovanému množstvu Ca, vertikálne Mg v danom systéme).
Fig. 6. Stable forms of Ca and Mg minerals in stoichiometric Ca^{2+} - Mg^{2+} - Cl^- - CO_3^{2-} system originating in the range from 5 to 100 °C (horizontal lines correspond to precipitated Ca, vertical lines to precipitated Mg in relevant systems).

kými reláciami medzi Ca^{2+} + Mg^{2+} a CO_3^{2-} vylučovanie Ca-Mg karbonátov z vodných roztokov ovplyvňuje:

1. zloženie roztokov, t. j. pomer zastúpenia Ca/Mg,
2. teplota vylučovania a premeny produktov,
3. čas potrebný na primárne vylučovanie a na premenu minerálov a
4. v menšej miere anióny (Cl^-, SO_4^{2-}).

Každý z faktorov pôsobí individuálne, ale v konečnom výsledku, teda pri genetickej interpretácii sa musia tieto faktory brať do úvahy ako celok.

Z hľadiska exaktnej stability minerálov treba zdôrazniť, že ani výsledky 50-denných experimentov (obr. 6) neposkytujú dokonalý obraz rovnovážnych pomerov.

Experimentálne sa potvrdilo, že nielen v zložitých Ca-Mg systémoch, ale často aj v jednoduchých systémoch (pracovné označenie systémov obsahujúcich zo skúmaných súčastí iba Ca alebo len Mg) vznikajú komplikované súbory zväčša kryštalických produktov, v kratšom reakčnom čase aj v rtg. amorfných.

V jednoduchých Ca systémoch vzniká pri teplote 5 - 75 °C ako stabilná modifikácia kalcit, pri 100 °C aragonit (resp. zmes s kalcitom) a pri 150 °C opäť iba kalcit. Ako nestabilná fáza vzniká aragonit (25 a 75 °C) a vaterit (50 a 75 °C).

Naše experimenty sčasti potvrdili pozorovania Ogina et al. (1987) o sekvenciách vylučovania Ca-Mg karbonátov (14 - 30 °C: vaterit a kalcit, 40 - 60 °C: vaterit, aragonit, kalcit; 60 - 80 °C: aragonit, kalcit). Osobitne potvrdili prednostný vznik vateritu pri 50 °C. Kinetické údaje Ogina et al. (ibid.), napr. prechod vaterit → kalcit (pri 30 °C) a aragonit → kalcit (pri 60 - 80 °C), ani záver, že konečným produktom v Ca systémoch pri teplote 80 °C by mal byť kalcit (u nás zmes kalcitu a aragonitu), nie sú v súlade s našimi zisteniami.

Naďalej zostávajú nevysvetlené príčiny teplotných a časových zmien hodnôt mriežkových parametrov kalcitu. Jeho stabilné formy mali po 50-dňových experimentoch takéto hodnoty čiary $d_{10\bar{1}4}$ (v jednotkách $x10^{-1}$ nm): 5 °C: 3,044; 25 °C: 3,040; 50 °C: 3,035; 75 °C: 3,040; 100 °C: 3,044; 150 °C: 3,039. V sérii pokusov pri 5 °C boli nasledujúce hodnoty: 3,042 (1 hod., 1 deň) 3,036 (4 dni), 3,040 (10 a 20 dní); 3,044 (50 dní).

Mg kalcit je najčastejším minerálnym produktom nízkohorečnatých systémov (Ca/Mg = 3:1), a to pri teplote 5 až 75 °C. Stabilnou formou je iba do 50 °C, ale pri 75 °C sa už čiastočne rozpadá na aragonit. Podľa mnohých pozorovaní, ako aj našich experimentov je mechanizmus vzniku Mg kalcitu naďalej nejasný. Na základe našich jednohodinových výsledkov pri 5 °C a v zmiešanom chloridovo-síranovom systéme pri 25 °C možno konštatovať, že vznik Mg kalcitu je postupným procesom vstupu Mg do štruktúry kalcitu. Tomu by mohlo zodpovedať aj s časom rastúce množstvo viazaného Mg. Lippmann (1973) a i. predpokladajú, že Mg kalcit vzniká samostatným procesom, ktorému predchádza rozpustenie kalcitu.

Naše experimenty napr. nepotvrdili konštatáciu Nečiporenka a Bondarenka (1983), podľa ktorej je vznik Mg kalcitu podmienený vyššou koncentráciou HCO_3^- v roztoku, pretože tak koncentrácia CO_3^{2-}, ako aj pH hodnoty roztokov pri našich experimentoch boli približne rovnaké, ale Mg kalcit pritom vznikal len pri určitom pomere Ca/Mg v roztoku (~ 3:1). Naše výsledky sú vo veľmi dobrej zhode s výsledkami Hartleyho a Mucciho (1996), ktorí experimentovali s umelou morskou vodou a závislosť vzniku Mg kalcitu od koncentrácie HCO_3^- nepotvrdili.

Z rovnakých príčin nemôžeme potvrdiť ani názor Cailleaua et al. (1977), že vstup Mg do štruktúry Mg kalcitu závisí od koncentrácie Mg v roztoku, pretože v našich experimentoch pri pomere Ca/Mg = 1:1 až 1:3 už Mg kalcit nevznikal.

Rozpad Mg kalcitu, resp. jeho absencia najmä pri vyššej teplote zodpovedá náhľadom Müllera a Kubaneka (1977) o správaní sa Mg kalcitu pri diagenéze, ktorí predpokladajú, že sa vysokohorečnatý Mg kalcit pri vyššej teplote mení na nízkohorečnatý.

Pri hodnotení pokusov sme venovali pozornosť ikaitu $CaCO_3.6H_2O$. Podľa doterajších poznatkov ide o zriedkavý minerál veľmi chladných morských alebo jazerných sedimentov. Skôr sa syntetizoval (Johnston et al., 1916, in Bischoff et al., 1993), ako našiel v prírode (Pauly, 1963, in Marland, 1975), avšak ani novšie spôsoby jeho prípravy prírodným podmienkam príliš nezodpovedajú. Tak Van Walkenburg et al. (1971) opisujú rast kryštálov ikaitu na úkor kalcitu a aragonitu pri teplote 25 °C a tlaku 6 - 7 kb (0,6 - 0,7 MPa), čo doterajším jeho prírodným výskytom, ale ani experimentom nezodpovedá. V gréckom zálive Ika sa totiž ikait našiel ako minerál vznikajúci v hĺbke 0,5 až 20 m pri teplote morskej vody +3 až +7 °C.

Bischoff et al. (1993) opakovali syntézu ikaitu podľa Johnstona et al. Na rozdiel od prírodných podmienok vychádzali z draselných solí (K_2CO_3, KOH) a na stabilizáciu opäť použili draselnú zlúčeninu - primárny fosfát KH_2PO_4.

Marland (1975) skúmal rovnovážne pomery prechodu kalcit → ikait a vyšli mu relatívne vysoké hodnoty - tlak 4,14 kb (0,414 MPa) a teplota 14,3 °C a 2,96 kb (0,295 MPa) pri -3 °C.

Pri našich experimentoch sme pripravili stabilný ikait v podmienkach blízkych prírodným - chloridovo-karbonátovo-sodné roztoky, teplota 5 °C. Podmienkou jeho vzniku je dostatočná koncentrácia Mg - 0,9 g/1000 ml. Pretože pri našich pokusoch bol atmosférický tlak, mohlo ísť o podmienky podobné prírodným podmienkam v zálive Ika.

Záverom Bischoffa et al. (1993) protirečia aj naše údaje o produktoch rozpadu ikaitu. Kým podľa uvedených autorov (ibid.) sa má ikait rozpadať na bezvodné formy - kalcit, aragonit a vaterit, nám sa pri rtg. analýze menil na monohydrokalcit, čomu napokon zodpovedajú aj experimenty pri teplote 5 a 25 °C.

Monohydrokalcit $CaCO_3.H_2O$ je ďalším exotikom našich experimentov, ktoré vzniká pri nízkej teplote - +5 až +25 °C, veľmi ojedinele ako metastabilná fáza i pri 50 °C. Jeho vznik vyžaduje vyššiu koncentráciu Mg v roztoku, podobne ako ikait. V prírode sa zistil napríklad v podložných sedimentoch jazera Issuk-Kuľ v Kirgizsku

(Semenov, 1964, in Lippmann, 1973). Fischbeck a Müller (1971) ho opisujú z jaskynných alpských systémov. Uvádza sa aj ako technický produkt vznikajúci vo forme inkrustov na skrápačoch vodných práčok (Marschner, 1969). Karbonátové krusty okrem kalcitu obsahujú monohydrokalcit a nesquehonit, čo je v podstate asociácia z našich experimentov pri 25 °C.

Vznik a stabilita individuálnych karbonátov Mg zodpovedá očakávaniu. Ich vznik silne poznačila pomalá nukleácia a premena amorfných foriem na kryštalické. Rezistencia amorfných foriem je priamoúmerná koncentrácii Mg v roztoku a nepriamoúmerná teplote. Amorfné formy sme zaregistrovali dokonca aj pri teplote 100 °C. Postupnosť vylučovania a nasledujúcich premien Mg karbonátov s rastom teploty tvorí rad nesquehonit → hydromagnezit → brucit → magnezit.

V ďalšej časti experimentálneho výskumu sústredíme pozornosť na nestechiometrické systémy. Očakávame, že v podstechometrických a nadstechometrických pomeroch zúčastnených zložiek, najmä CO_3^{2-} a HCO_3^-, vzniknú nové stabilné aj nestabilné minerály.

Záver

Vylučovanie a premena Ca, Mg a Ca-Mg karbonátov z vodného Cl^- - CO_3^{2-} roztoku sú funkciou pomeru Ca/Mg v roztokoch, teploty a času potrebného na vznik primárnych minerálov, ako aj na premenu metastabilných foriem na stabilné. Tieto javy v menšej miere závisia od prítomných aniónov (Cl^-, resp. $Cl^- + SO_4^{2-}$).

V tzv. čisto kalciových systémoch je stabilným kalcit (pri 5 až 100 °C) a aragonit (75 - 100 °C), nestabilným aragonit (25 °C) a vaterit (50 - 75 °C). V čisto horečnatých systémoch ako stabilný minerál vznikol nesquehonit (5 - 25 °C), hydromagnezit (50 - 100 °C) a brucit (100 °C). Za nestabilné formy treba pokladať aj amorfné produkty vznikajúce pri 5 až 50 °C, ktoré sa v niektorých prípadoch menia na kryštalické formy až po 10 dňoch.

V zmiešaných kalciovo-magnéziových systémoch vzniklo relatívne veľa stabilných aj nestabilných minerálov. Aj tu vznikli amorfné produkty, skoro vždy v systémoch s vyšším obsahom Mg. V systémoch s nižším obsahom Mg (Ca/Mg = 3:1) je najstabilnejším minerálom Mg kalcit (5 až 75 °C), aragonit (75 - 100 °C), kalcit (100 °C) a brucit (100 °C). Metastabilným bol kalcit (5 °C) a aragonit (50 °C).

V ekvimólových systémoch (Ca/Mg = 1:1) sme ako stabilnú formu zaregistrovali ikait (5 °C), monohydrokalcit (25 °C), aragonit (50 - 100 °C), hydromagnezit (50 - 100 °C) a brucit (100 °C). Premene podľahol primárne vylúčený monohydrokalcit (5 °C) a Mg kalcit (25 a 75 °C).

V systémoch s vyšším zastúpením Mg (Ca/Mg = 1:3) bol stabilný ikait (5 °C), monohydrokalcit (25 °C), hydromagnezit (50 - 100 °C), aragonit (50 - 100 °C), brucit (100 °C) a kalcit (100 °C), metastabilný iba monohydrokalcit vznikajúci v najkratšom čase pri 50 a 75 °C.

Zmiešané chloridovo-síranové systémy, ktoré sa skúmali len pri teplote 25 °C, mali oproti chloridovým dve zmeny: namiesto monohydrokalcitu v ekvimólovom systéme vznikal aragonit a v systéme bohatom na Mg (1:3) namiesto nesquehonitu hydromagnezit. Aj metastabilných foriem bolo menej, a to kalcit po jednohodinovej reakcii v systéme Ca/Mg = 3:1, monohydrokalcit (v systéme 1:1) a hydromagnezit v čisto horečnatom systéme.

Literatúra

Babčan, J., Iró, S. & Ševc, J., 1992: Experimental study of carbonate formation kinetics in a Ca^2 - Mg^{2+} - CO_3^{2-} - Cl^- system at temperature of 25 °C. *Mineralia Slov., 24, 1 - 7.*

Bischoff, J. L., Fitzpatrick, J. A. & Rosenbauer, R. J., 1993: The solubility and stabilisation of ikaite ($CaCO_3.6H_2O$) from 0 to 25 °C. Environmental and paleoclimatic implications for Thinolite Tufa. *J. Geology, 101, 21 - 33.*

Cailleau, P., Dragone, D., Giron, A., Humbert, L., Jacquin, Ch. & Roques, H., 1977: Etude experimentale de la precipitation des carbonates de calcium en presence de l'ion de magnesium. *Bull. Soc. franc. min. cristallogr., 100, 2, 81 - 88.*

Fischbeck, R. & Müller, G., 1971: Monohydrocalcite, hydromagnesite, nesquehonite, dolomite, aragonite and calcite in speleotemes of Fränkische Schweiz. *Contr. Mineral. Petrology, 33, 87 - 92.*

Folk, R. L. & Land, L. S., 1975: Mg/Ca ratio and salinity. Two controls over crystalisation of dolomite. *Bull. Amer. Soc. Petrol. Geol., Tulsa, 59, 60 - 68.*

Hartley, G. & Mucci, A., 1996: The influence of P_{CO2} on the partitioning of magnesium in calcite overgrowth precipited from artficial seawater at 25 degrees and 1 atm total pressure. *Geochim. cosmochim. Acta, 60, 315 - 324.*

Kukal, Z., 1986: Základy sedimentologie. *Academia, Praha, 466.*

Lippmann, F., 1973: Sedimentary Carbonate Rocks. *Springer Verlag, Berlin, 228.*

MacKenzie, E. T., Bischoff, W. D., Bischoff, F. C., Loijens, M., Shoonmaker, J. & Wollast, J. R., 1983: A low temperature magnesium calcite. *In: Reeder, R. J. (Ed.): Carbonates, Mineralogy and Chemistry. Mineralogical Soc. Amer. (ruský preklad), Mir, Moskva, 128 - 184.*

Marland, C., 1975: The stability of $CaCO_3.6H_2O$ (ikaite). *Geochim. cosmochim. Acta, 39, 83 - 91.*

Marschner, H., 1969: Hydrocalcite ($CaCO_3.H_2O$) and nesquehonite ($MgCO_3.3H_2O$) in carbonate scales. *Science (Washington), 165, 1119 - 1121.*

Müller, P. & Kubanek, F., 1976: Role of magnesium in nucleation processes of calcite, aragonite and dolomite. *Neu. Jb. Mineral., Abh., 126, 2, 199 - 220.*

Nečiporenko, G. O. & Bondarenko, G. P., 1983: Uslovija obrazovanija magneziaľnych kalcitov po eksperiementaľnym dannym. *Zap. Vsesojuz. mineral. Obšč., Leningrad, 112, 731 - 738.*

Ogino, T., Suzuki, T. & Sawada, K., 1987: The formation and transformation mechanism of calcium carbonate in water. *Geochim. cosmochim. Acta, 51, 2757 - 2767.*

Tucher, M. E., Wright, V. P. & Dickson, J. D., 1990: Carbonate Sedimentology. *Blackwell Sci. Publications, Oxford etc.*

Van Walkenburg, A., Mao, H. K. & Bell, P. M., 1971: Ikaite ($CaCO_3.6H_2O$), a phase more stable than calcite and aragonite ($CaCO_3$) at high water pressure. *Carnegie Inst. Geophys. Lab. Annual Rept., 233 - 237.*

Mineralia Slovaca, 28 (1996), 295 - 302

Pearceho diagramy pomerov prvkov: pohľad na ich teoretickú podstatu a praktické využitie v magmatickom procese

VIERA KOLLÁROVÁ

Geologická služba SR, odbor informatiky, Bukureštská 4, 811 04 Bratislava

(Doručené 13.5.1996, revidovaná verzia doručená 28.6.1996)

Pearce element ratio diagrams: a sigmt at their theoretical essence and their practical utilitization in magmatic process

Pearce element ratio (PER) diagrams thanks to their ratio form and to the fact that the denominator parameter is conserved in a system undergoing change, reflect true variations in extensive variables and the stoichiometry of the process operating on a system. In the magmatic system they give us immediate information about minerals which could have taken part in the process operating on this system. But there are some limiting restrictions of a usage of PER diagrams, e. g. original homogeneity of a parental material, absence of disturbing factors and one parameter must be constant.

There are three types of PER diagrams:

1. conserved constituent diagrams. This type of diagram gives us information about the presence of conserved elements (constant parameters) in the system and tests whether any suite of rocks is cogenetic.

2. assemblage test diagrams. These diagrams test whether the removal or addition of a specific set of minerals from or to the system can explain the observed variations in the composition.

3. phase discrimination diagrams. These diagrams should determine whether and to what extent a particular phase participated in the process causing chemical differentiation. We can eliminate or do more apparent the influence of some phases on them or ascertain the influence of invisible mineral phases. These diagrams also can help us to determine the composition of crystallizing phases.

The application of PER diagrams was demonstrated predominantly at simple systems (fractionation of basalt magma). But there is a possibility to use them also for solving of problems of more complex systems (AFC, mixing).

Key words: Pearce element ratios, conserved constituent, conserved constituent diagrams, assemblage test diagrams, phase discrimination diagrams, coefficients of diagram axes

Úvod

Pearceho diagramy pomerov prvkov (ďalej PER diagramy, PER = Pearce element ratios) sa v geologickej literatúre nevyužívajú veľmi často, hoci tí, ktorí ich podrobne rozpracovali (Pearce, 1968, 1970, 1987; Ernst et al., 1988; Nicholls, 1988; Russel a Nicholls, 1988; Stanley a Russell, 1989; Pearce a Stanley, 1991; Bradshaw, 1992), ich pokladajú za veľkú pomoc a silný nástroj pri riešení petrologických otázok.

Cieľom tejto štúdie je najmä na základe prác uvedených autorov priblížiť PER diagramy, ich teoretickú podstatu a praktické využitie.

Definícia a využitie PER diagramov

PER diagramy sú diagramy, v ktorých na osi x a y je pomer A/C a B/C. A a B sú najčastejšie vzorce vyjadrujúce stechiometriu minerálov (o ktorých sa predpokladá, že sa zúčastňujú na študovanom procese) založené na mólovej hmotnosti prvkov tvoriacich tieto minerály. Okrem toho v A a B môžu byť objemové %, hmotnostné % oxidov, CIPW normatívny obsah atď. C je prvok, ktorý má v rámci skúmaného systému konštatný absolútny obsah. Inými slovami, celková hmotnosť, počet mólov atď. (extenzívne veličiny) tohto prvku nesmú byť ovplyvnené procesmi prebiehajúcimi v tomto systéme, aj keď jeho koncentrácia (intenzívna veličina) môže varírovať. Prakticky to znamená, že počas diferenciácie musí byť C inkompatibilné voči všetkým fázam, o ktorých sa predpokladá, že sa budú na skúmanom procese zúčastňovať. C sa volá stabilný prvok (conserved element) a uvádza sa v tých istých jednotkách ako A a B (objemové, hmotnostné, molárne % atď).

PER diagramy sú aplikovateľné v prípadoch, v ktorých je evidentný genetický vzťah medzi prírodnými materiálmi varírujúceho zloženia. Príkladom je zjavná evolúcia rozličných produktov zo spoločného materského materiálu. Naším cieľom je určiť mechanizmus produkujúci túto variabilitu. Pritom sa musia splniť nasledujúce podmienky (Pearce, 1968, 1970):

1. Horniny by mali mať homogénny spoločný materský materiál (musia byť kogenetické).

2. Musia existovať aspoň tri nezávislé premenné (pre A, B a C na diagrame) schopné náhodne a dostatočne varírovať a pomocou nich bude možno študovaný hypotetický proces identifikovať.

3. Všetky premenné museli byť iniciálne identické v skúmaných vlastnostiach (alebo možno uvažovať, že boli identické).

4. Jedna z týcho premenných je stabilným prvkom.

5. V systéme nie sú rušiace procesy, ktoré by okrem skúmaného procesu spôsobovali zmenu uvažovaných vlastností (napr. asimilácia je rušiacim procesom, ak sa skúma frakčná kryštalizácia).

PER diagramy sa zatiaľ využívali prakticky len v pomerne jednoduchých systémoch (napr. pri frakcionácii bazaltov), avšak sú použiteľné, resp. sa ich použiteľnosť už preukázala aj pri zložitejších systémoch (kryštalizácia amfibolu v intermediálnych a kyslých lávach, mixing, asimilácia, AFC proces; Stanley a Russell, 1989; Bradshaw, 1992).

PER diagramy v magmatickom procese

Sú tri druhy PER diagramov:

1. Diagramy zostavené na základe pomerov stabilných prvkov (conserved constituent diagrams),
2. diagramy na testovanie minerálnych asociácií (assemblage test diagrams),
3. diagramy diskriminácie fáz (phase discrimination diagrams).

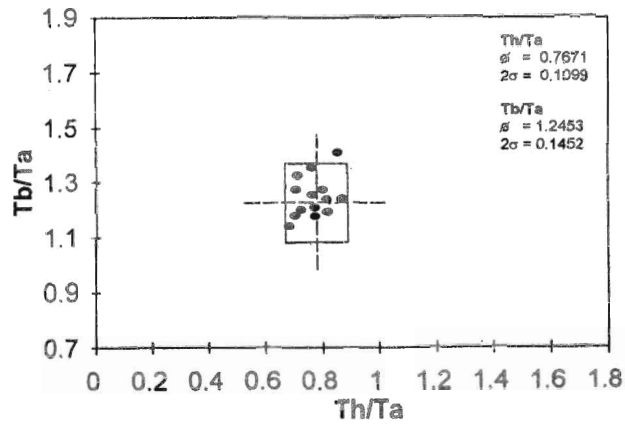
Ako príklad na praktickú aplikáciu PER diagramov v praxi sa použili olivinické tholeiitové bazalty z profilu Uwekahuna Bluff (kaldera Kilauey, Havaj) z lávového prúdu A (Casadevall a Dzurisin, 1987). Takmer všetky horniny obsahujú fenokrysty olivínu v holohyalinnej až holokryštalickej základnej hmote. Okrem olivínu sú prítomné aj fenokrysty klinopyroxénu a plagioklasu. Autori uvažujú, že horniny tvoriace lávový prúd A sú komagmatické v širokom slova zmysle: derivovali sa z jednej dávky magmy.

Testovanie kogenetickosti hornín (conserved constituent diagrams)

Tento typ diagramov testuje kogenetickosť študovaného radu hornín. Kogenetickosť hornín je predpokladom na využívanie ďalších foriem PER diagramov. Skúmané horniny sú kogenetické, ak boli v istom čase svojho vývoja časťou homogénneho systému. Následný proces prenosu materiálu (napr. kryštalizácia) môže homogenitu systému porušiť.

Na testovanie kogenetickosti hornín je najjednoduchšou a najbežnejšou metódou porovnanie pomerov prvkov pozostávajúcich zo stabilných prvkov (stačí nájsť dva stabilné prvky, ktoré formujú pomer jednej z osí PER diagramu). Ak sú prvky použité v pomeroch skutočne stabilné a horniny kogenetické, pomery prvkov testovaných vzoriek budú identické (ideálne na diagrame vytvárajú bod a reálne úzky zhluk s rozptylom v rámci analytickej nepresnosti). Pri alkalických a tholeiitových horninách je vhodným prvkom P, K a Ti a pri oblúkových sú prijateľné prvky všeobecne nerozpustné vo vodnatých fluidách a inkompatibilné voči normálnym kryštalizujúcim fázam v širokom diferenciačnom rozsahu. Ideálne sú prvky zo skupiny HFSE, ako aj Th a pri menej ako 60 % SiO_2 aj REE. Zr možno použiť, ak nekryštalizuje zirkón alebo keď hornblend a ilmenit predstavujú menej ako 25 % frakcionujúcej asociácie (Bradshaw, 1992).

Ak sa týmto PER diagramom zistí, že v systéme nie je stabilný prvok, potom horniny nie sú kogenetické a ďalšie použitie PER diagramov je sporné. Avšak ak sa o rade hornín aj napriek tomu predpokladá, že je kogenetický alebo ak sa nájde stabilný prvok iným spôsobom, možno tieto diagramy ďalej využívať.



Obr. 1. Využitie diagramu na testovanie kogenetickosti hornín na príklade lávového prúdu A, Uwekahuna Bluff (Havaj). Kríž vyjadruje priemerné hodnoty obidvoch pomerov. Obdĺžnik vyjadruje rozpätie analytickej nepresnosti ±2σ.

Fig. 1. A usage of the conserved constituent diagram for the rocks of lava flow A, Uwekahuna Bluff, Hawaii. The cross expresses average values for both of the ratios. The rectangle expresses an interval of analytical uncertainty ±2 S. D.

Ak sa v systéme nenájde nijaký stabilný prvok, potom nastala jedna z nasledujúcich situácií (Russell a Nicholls, 1988):

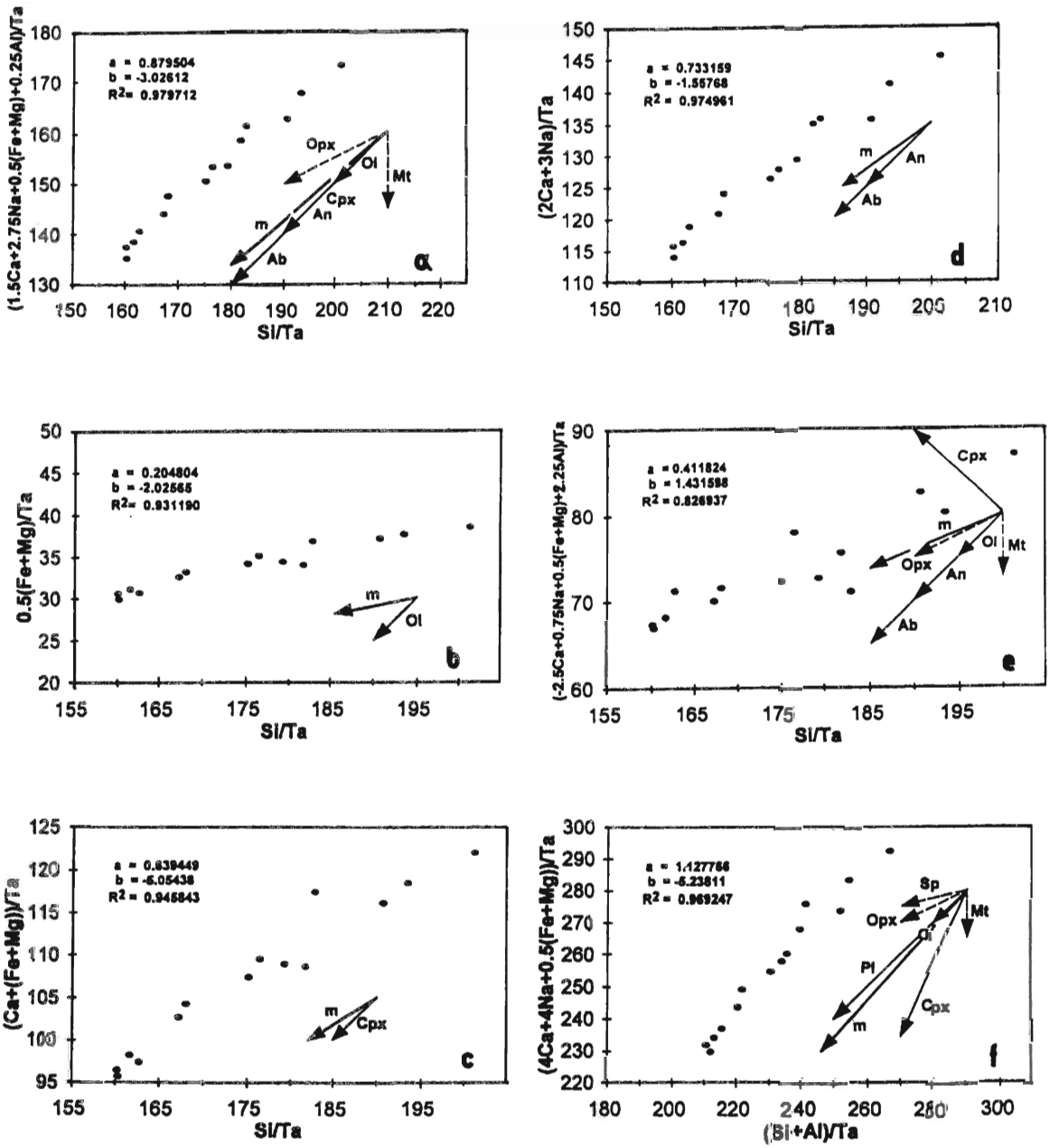
1. Chemická variácia bola výsledkom aspoň sčasti difúzneho procesu (napr. Soretov úkaz);
2. systém bol ovplyvnený prínosom cudzorodého materiálu (napr. asimilácia alebo mixing nekogenetických magiem);
3. horniny mali nehomogénny zdrojový materiál;
4. diferenciácia ovplyvnila aj prvky pokladané za stabilné.

Na testovanie kogenetickosti hornín z Uwekahuna Bluff sa vybral pomer prvkov Th/Ta a Tb/Ta. Tieto prvky patria medzi najrezistentnejšie voči taveniu, alterácii a metamorfizmu, preto veľmi dobre odrážajú charakteristiku zdrojového materiálu. Obr. 1 ukazuje, že zdrojový (materský) materiál týchto hornín bol pomerne homogénny: projekčné body analýz vytvárajú zhluk bez výraznejšieho trendu s rozptylom v rámci analytickej nepresnosti ±2σ.

Testovanie minerálnych asociácií (assemblage test diagrams)

Ďalším typom PER diagramov sú diagramy testovania minerálnych asociácií. Slúžia na zisťovanie, *či prídavok alebo odstránenie špecifického súboru fáz do alebo zo systému môžu vysvetliť pozorované variácie v zložení.*

Na tomto type PER diagramu sa odstránenie (pridanie) minerálu (minerálov), ktorý je (ktoré sú) predmetom nášho záujmu, zo (do) systému znázorňuje vektorom s istým sklonom *a*, najlepšie rovným 1 (obr. 2a-d). Svoje vektory na diagrame môžu mať aj iné minerály, najmä ak sa v či-



Obr. 2. Príklad využitia diagramov na testovanie minerálnych asociácií. a - porovnanie trendu hornín z Uwekahuna Bluff s vektormi znázorňujúcimi frakcionáciu minerálov, b - d - vplyv minerálov vo frakcionujúcej asociácii, e - diagram testujúci odstránenie (pridanie) olivínu a plagioklasu oddelene od klinopyroxénu, f - diagram s Si a Al na osi x. OL - olivín, CPX - klinopyroxén, AB - albit, AN - anortit, OPX - ortopyroxén, MT - magnetit, SP - spinel, m - sklon trendu hornín.

Fig. 2. An example of a use of assemblage test diagrams. a - a comparison of Uwekahuna Bluff rock trend with vectors representing fractionation of minerals, b - d - an influence of individual minerals in the fractionating association, e - diagram, which tests removal (addition) of olivine and plagioclase separately from clinopyroxene, f - diagram with Si and Al on x-axis. OL - olivine, CPX - clinopyroxene, AB - albite, AN - anortite, OPX - orthopyroxene, MT - magnetite, SP - spinel, m - slope of the rock trend.

tateli A a B použije viac prvkov (obr. 2a). Sklon a dĺžka vektora priamo súvisia s tým, ktoré prvky a aké koeficienty (pozri nižšie) sa použijú v čitateli A a B.

Aby sa dalo predpokladať, že daný minerál (dané minerály) mal (mali) na variácie v zložení študovaných hornín vplyv, musia sa splniť dve podmienky:

1. Zloženie hornín vytvára paralelné trendy s vysokou koreláciou pozdĺž vektorov tohto minerálu (týchto minerálov),

2. trendy musia mať zjavný nenulový priesečník *b* na osi *y* (nesmú prechádzať cez začiatok súradnicového systému).

Ak lineárne trendy prechádzajú cez začiatok, môžu poukazovať na to, že sa systém stal otvoreným vzhľa-

dom na C (začali frakcionovať fázy, pre ktoré je C kompatibilné, t. j. C prestáva byť stabilným prvkom) alebo sa objavuje eutektická kryštalizácia (Ernst in Bradshaw, 1992, osobná informácia). V prvom prípade je potrebná konfrontácia s tým, či v hornine nie sú výrastlice minerálu obsahujúceho C.

Priesečníky s osou y na PER diagramoch majú vzťah k pôvodnému zloženiu systému.

Ak sa trend hornín od žiadaného sklonu reprezentovaného vektorom odchyľuje, na trend vplývajú aj iné minerály (ich vplyv je tým väčší, čím je väčšia odchýlka). Ak trend hornín smeruje pomedzi vektory istých minerálov, potom vplyv naň môžu mať obidva minerály.

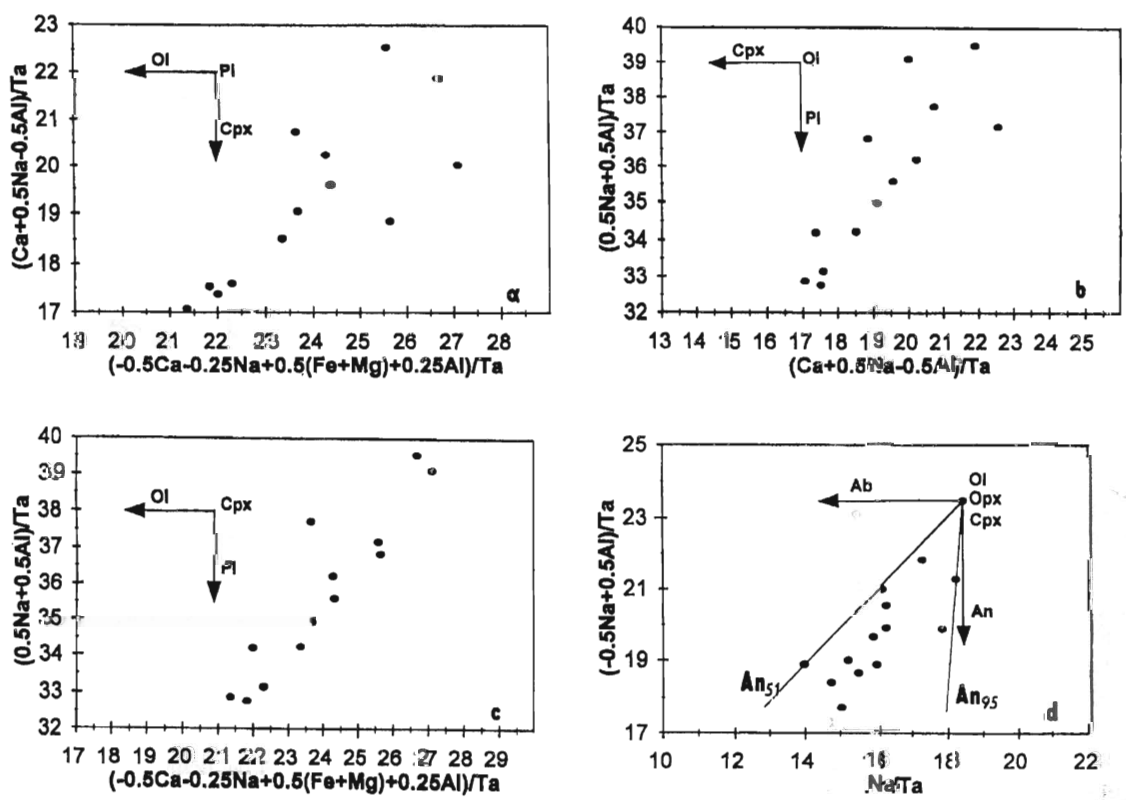
Rozptyl v trendoch (nedokonalá korelácia) môže odrážať vplyv ďalšej minerálnej fázy, pôvodných iniciálnych variácií v materskom likvide, analytickú nepresnosť alebo iné procesy (Russell a Nicholls, 1988).

Obr. 2a dokumentuje, že v genéze študovanej skupiny hornín mala vplyv frakcionácia olivínu (OL), klinopyroxénu (CPX) a plagioklasu (PL). Ako stabilný prvok bol podľa obr. 1 vybratý Ta. Horniny vytvárajú trend s vysokou koreláciou, ktorý sa však trochu odchyľuje od vektora uvedených minerálov smerom na vektor ortopyroxénu (OPX). Tholeiitové pyroxény majú zloženie medzi ideálnym CPX a OPX, a tak odchýlka trendu by to mohla dokazovať. Diagramy 2b - d ukazujú veľkosť vplyvu uvažovaných minerálov vo frakcionujúcej asociácii v takomto klesajúcom poradí: PL, CPX, OL. Naznačuje to rastúca odchýlka trendov od vektora reprezentujúceho frakcionáciu daného minerálu. Diagram na obr. 2e testuje odstránenie CPX oddelene od OL a PL. Trend hornín smeruje pomedzi vektory CPX a OL+PL, o niečo bližšie k OL+PL, čo by aj na základe predchádzajúcich záverov mohlo poukazovať na prevahu PL. Zvýšený rozptyl v trende mohlo spôsobiť to, že sa skúmaná asociácia znázorňuje na dva vektory, nie iba na jeden ako na obr. 2a. Diagram na obr. 2f s Si a Al na osi x uvedené fakty potvrdzuje.

Diagramy diskriminácie fáz (phase discrimination diagrams)

Posledným typom PER diagramov sú diagramy diskriminácie fáz (obr. 3a - c). Tieto diagramy by mali určovať *či a do akého rozsahu sa určitá fáza zúčastňovala na procese spôsobujúcom chemickú diferenciáciu. Možno na nich určiť relatívne molárne proporcie fáz pridaných alebo odstránených zo systému, eliminovať alebo zvýrazniť vplyv niektorých fáz, príp. zistiť vplyv nepozorovaných minerálnych fáz (napr. problém „phantom pyroxene", Furman et al., 1987). Možno ich použiť aj na zisťovanie zloženia kryštalizujúcich fáz.*

V takýchto diagramoch sa A a B väčšinou volia tak, aby požadované vektory minerálov boli kolmé na osi ale-



Obr. 3. a, b, c - diagramy diskriminácie fáz, d - diagram vyjadrujúci zloženie plagioklasu (s eliminovaním vplyvu OL, CPX a OPX na zloženie plagioklasu) hornín z Uwekahuna Bluff. Označenie minerálnych fáz ako na obr. 2.

Fig. 3. a, b, c - Phase discrimination diagrams and d - diagram expressing plagioclase composition (OL, CPX and OPX influence eliminated) for rocks from Uwekahuna Bluff. Abbreviations of the mineral phases are the same as on the Fig. 2.

bo rovnobežné s nimi a s nenulovým členom (pozri nižšie) rovným 1 (tzv. molárne ekvivalentné vektory; obr. 3a, b, c). Takéto diagramy priamo odrážajú veľkosť vplyvu minerálov a majú najväčšiu diskriminačnú silu. Ich použitie pri študovanej vzorke hornín potvrdilo najsilnejší vplyv plagioklasu v asociácii, avšak obrátilo veľkosť vplyvu medzi olivínom a klinopyroxénom.

Pomocou diagramov s molárne ekvivalentnými vektormi možno určovať aj zloženie fáz tvorených izomorfnými členmi (OL, PL; obr. 3d).

Odporúča sa, aby sa tento typ diagramov používal ako posledný, až potom, keď sa zistí, že horniny sú kogenetické a že sa všetky fázy zahrnuté v diferenciácii identifikovali predchádzajúcimi typmi diagramov.

Výpočet koeficientov osí na PER diagramoch

Ak sa majú do PER diagramu nakresliť vektory a podľa nich zhodnotiť priebeh trendov hornín, treba najprv vypočítať koeficienty pre jednotlivé prvky na osiach.

Pri výpočte koeficientov osí (podrobný postup je v práci Stanleya a Russella, 1989) sa vychádza zo zloženia minerálov, o ktorých sa predpokladá, že mohli byť pridané alebo odstránené do (zo) systému. Možno použiť ideálne zloženie minerálov (napr. ideálne koncové členy jednoduchých silikátov alebo oxidov; tab. 1) alebo zloženie zistené analyticky.

Tab. 1
Zloženie minerálnych fáz v bazaltických horninách
(Stanley a Russell, 1989)
Phase composition matrix for basaltic rocks
(Stanley and Russell, 1989)

		Si	Ti	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	P	O
AB	albit	3	0	1	0	0	0	1	0	0	8
AN	anortit	2	0	2	0	0	1	0	0	0	8
FO	forsterit	1	0	0	0	2	0	0	0	0	4
FA	fayalit	1	0	0	2	0	0	0	0	0	4
DP	diopsid	2	0	0	0	1	1	0	0	0	6
HD	hedenbergit	2	0	0	1	0	1	0	0	0	6
EN	enstatit	2	0	0	0	2	0	0	0	0	6
FS	ferosilit	2	0	0	2	0	0	0	0	0	6
AP	apatit	0	0	0	0	0	5	0	0	3	12
MT	magnetit	0	0	0	3	0	0	0	0	0	4
SP	spinel	0	0	2	0	1	0	0	0	0	4

Pri výpočte koeficientov osí využíva Stanley a Russell (1989) operácie s maticami

$$C \times A = P$$

kde C je matica zloženia fáz (phase composition matrix), A matica koeficientov osí (axes coefficient matrix) a P matica rozmiestnenia fáz (phase displacement matrix).

Nasledujúci postup objasňuje výpočet koeficientov osí diagramov na obr. 2a a 2e.

Testovanie minerálnych asociácií

Uvažujme asociáciu kogenetických bazaltov s fenokrystmi OL, PL a CPX. Treba určiť, či variácia v zložení hornín zodpovedá frakcionácii uvedených minerálov.

$$\begin{array}{c} \\ OL \\ AN \\ AB \\ CPX \end{array}\begin{array}{c} \begin{array}{ccccc} Ca & Na & FM & Al & Si \end{array} \\ \begin{pmatrix} 0 & 0 & 2 & 0 & 1 \\ 1 & 0 & 0 & 2 & 2 \\ 0 & 1 & 0 & 1 & 3 \\ 1 & 0 & 1 & 0 & 2 \end{pmatrix} \end{array} \times \begin{array}{c} \\ Ca \\ Na \\ FM \\ Al \\ Si \end{array}\begin{array}{c} \begin{array}{cc} X & Y \end{array} \\ \begin{pmatrix} 0 & a_{1y} \\ 0 & a_{2y} \\ 0 & a_{3y} \\ 0 & a_{4y} \\ 1 & 0 \end{pmatrix} \end{array} = \begin{array}{c} \\ OL \\ AN \\ AB \\ CPX \end{array}\begin{array}{c} \begin{array}{cc} X & Y \end{array} \\ \begin{pmatrix} 1 & 2a_{3y} \\ 2 & a_{1y}+2a_{4y} \\ 3 & a_{2y}+a_{4y} \\ 2 & a_{1y}+a_{3y} \end{pmatrix} \end{array}$$

Matica C na základe tab. 1 odráža zloženie študovaných minerálov, FM = Fe+Mg, aby sa eliminoval vplyv izomorfných členov forsterit - fayalit a diopsid - hedenbergit. Počet chemických prvkov v tejto matici musí byť väčší alebo sa rovná počtu fáz a každý radový vektor musí mať aspoň jeden nenulový člen.

Matica A udáva koeficienty prvkov na osi X a Y. Túto maticu možno upraviť takto: Zvolia sa prvky na osiach, napr. na osi X Si (je výhodné na jednu z osí dať iba jeden prvok) a na osi Y Ca, Na, FM a Al. Z toho vyplýva, že koeficient pre Si na osi X bude 1 a pre ostatné prvky 0. Koeficient pre Si na osi Y bude 0 a koeficienty pre ostatné prvky bude treba vypočítať.

Násobením matice C a A vznikne matica P. Jej členy udávajú dĺžku zodpovedajúcu vektorom minerálov na osi X a Y. Aby mal vektor sklon 1, dĺžka na osi X a Y musí byť rovnaká. Preto aj riadkové členy v matici P musia byť rovnaké. Ak sa však má odlíšiť frakcionácia OL a PL (budú na jednom vektore so sklonom 1) od frakcionácie CPX, CPX sa znázorní na vektor s opačným sklonom (-1; obr. 2e). Preto bude mať posledný člen matice P hodnotu -2 namiesto 2. Tak možno zostaviť sústavu rovníc, z ktorých sa dajú priamo vypočítať koeficienty osí OL, CPX a PL na jednom vektore:

$$\begin{array}{l} 2a_{3y} = 1 \\ a_{1y} + 2a_{4y} = 2 \\ a_{2y} + a_{4y} = 3 \\ a_{1y} + a_{3y} = 2 \end{array} \quad \begin{array}{l} a_{1y} = 1{,}5 \ \ (Ca) \\ a_{2y} = 2{,}75 \ \ (Na) \\ a_{3y} = 0{,}5 \ \ (FM) \\ a_{4y} = 0{,}25 \ \ (Al) \end{array} \quad A = \begin{array}{c} \\ Ca \\ Na \\ FM \\ Al \\ Si \end{array}\begin{array}{c} \begin{array}{cc} X & Y \end{array} \\ \begin{pmatrix} 0 & 1{,}5 \\ 0 & 2{,}75 \\ 0 & 0{,}5 \\ 0 & 0{,}25 \\ 1 & 0 \end{pmatrix} \end{array}$$

OL a PL na jednom vektore a CPX na naň kolmom vektore:

$$\begin{array}{l} 2a_{3y} = 1 \\ a_{1y} + 2a_{4y} = 2 \\ a_{2y} + a_{4y} = 3 \\ a_{1y} + a_{3y} = -2 \end{array} \quad \begin{array}{l} a_{1y} = -2{,}5 \ \ (Ca) \\ a_{2y} = 0{,}75 \ \ (Na) \\ a_{3y} = 0{,}5 \ \ (FM) \\ a_{4y} = 2{,}25 \ \ (Al) \end{array} \quad A = \begin{array}{c} \\ Ca \\ Na \\ FM \\ Al \\ Si \end{array}\begin{array}{c} \begin{array}{cc} X & Y \end{array} \\ \begin{pmatrix} 0 & -2{,}5 \\ 0 & 0{,}75 \\ 0 & 0{,}5 \\ 0 & 2{,}25 \\ 1 & 0 \end{pmatrix} \end{array}$$

Os X bude mať tvar Si/C.

Os Y bude mať v prvom prípade tvar (1,5Ca+2,75Na+0,5(Fe+Mg)+0,25Al)/C a v druhom (-2,5Ca+0,75Na+0,5(Fe+Mg)+2,25Al)/C.

Dĺžka vektora sa určí pomocou Pytagorovej vety (za pomoci matice P):

OL: $d = \sqrt{1^2 + 1^2} = \sqrt{2}$

AN: $d = \sqrt{2^2 + 2^2} = \sqrt{8} = 2\sqrt{2}$

AB: $d = \sqrt{3^2 + 3^2} = \sqrt{18} = 3\sqrt{2}$

CPX: $d = 2\sqrt{2}$

Okrem týchto minerálov možno na diagramoch znázor-

niť aj vplyv iných minerálov - magnetitu, ortopyroxénu a spinelu (obr. 2a, e):

	X	Y	sklon (Y/X)	dĺžka vektora	
magnetit	0	1,5	0	1,5	
spinel	0	1	0	1	(obr. 2a)
spinel	0	5	0	5	(obr. 2e)
ortopyroxén	2	1	0,5	$\sqrt{5}$	

Diagramy diskriminácie fáz

Uvažujme tú istú frakcionujúcu asociáciu ako v predchádzajúcom prípade a máme určiť vplyv jednotlivých minerálov vo frakcionujúcej asociácii.

Koeficienty osí sa vypočítajú podobne ako v predchádzajúcom prípade, ale počet uvažovaných minerálnych fáz musí byť menší alebo sa musí rovnať počtu chemických prvkov minerálov. V našom prípade sa vylúči O (neanalyzuje sa) a Si (náhodne). Pretože sa počíta s tromi fázami, musia sa definovať koeficienty pre tri osi. Aby boli prehľadné, konštruujú sa dvojosové diagramy na tri priemetne (obr. 3a - c). Členy matice P sa upravia tak, aby boli vektory kolmé na osi alebo rovnobežné s osami a kolmé navzájom. Dosiahne sa to tak, že v každom rade matice P musí byť jeden nenulový člen. V dvojosovom diagrame nebude vidieť pridanie alebo odstránenie tej fázy, ktorej vektor má v matici P pre dané dve osi obidva členy nulové (tento vektor bude kolmý na diagram). To umožňuje napr. eliminovať vplyv nejakej fázy.

$$\begin{array}{c} \\ OL \\ CPX \\ AN \\ AB \end{array}\begin{array}{c} \begin{array}{cccc} Ca & Na & FM & Al \end{array} \\ \begin{pmatrix} 0 & 0 & 2 & 0 \\ 1 & 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 & 2 \\ 0 & 1 & 0 & 1 \end{pmatrix} \end{array} \times \begin{array}{c} \\ Ca \\ Na \\ FM \\ Al \end{array}\begin{array}{c} \begin{array}{ccc} X & Y & Z \end{array} \\ \begin{pmatrix} a_{1x} & a_{1y} & a_{1z} \\ a_{2x} & a_{2y} & a_{2z} \\ a_{3x} & a_{3y} & a_{3z} \\ a_{4x} & a_{4y} & a_{4z} \end{pmatrix} \end{array} = \begin{array}{c} \\ OL \\ CPX \\ AN \\ AB \end{array}\begin{array}{c} \begin{array}{ccc} X & Y & Z \end{array} \\ \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \end{array}$$

(Albit a anortit sú umiestnené na jednom vektore)

Riešením tejto sústavy matíc dostaneme koeficienty pre jednotlivé osi:

$$\begin{array}{c} \\ Ca \\ Na \\ FM \\ Al \end{array}\begin{array}{c} \begin{array}{ccc} X & Y & Z \end{array} \\ \begin{pmatrix} -0,5 & 1 & 0 \\ -0,25 & 0,5 & 0,5 \\ 0,5 & 0 & 0 \\ 0,25 & -0,5 & 0,5 \end{pmatrix} \end{array}$$

Os X bude mať tvar (-0,5 Ca -0,25 Na + 0,5 (Fe + Mg) + 0,25 Al)/C, os Y (Ca + 0,5 Na - 0,5 Al)/C a os Z (0,5 Na + 0,5 Al)/C.

Výhody Pearceho diagramov pomerov prvkov

Je známe, že najbežnejšie magmatické procesy prebiehajú stechiometricky. Napr. pri kryštalizácii sa stechiometria prejavuje tak, že vznikajú minerály istého zloženia a navzájom v určitých proporciách.

Najväčšou výhodou PER diagramov je, že priamo odzrkadľujú stechiometriu študovaného procesu, čo je pre jeho poznanie veľmi dôležité.

Stechiometriu daného procesu možno definovať na základe poznania vzťahov medzi extenzívnymi veličinami, pretože variácia v týchto veličinách priamo odráža stechiometriu procesu, a tým aj skutočné zmeny v systéme. PER diagramy využívajú to, že zmeny v pomeroch intenzívnych veličín (možno ich merať) sú kvantitatívne pararelné s variáciami v pomeroch extenzívnych veličín v systéme (nemožno ich merať). Vďaka uvedenému a tomu, že v menovateli je stabilný prvok, možno na PER diagramoch pozorovať skutočné variácie v prvkoch čitateľa odrážajúcich stechiometriu špecifických minerálnych fáz. Sklony trendov na PER diagramoch potom priamo odrážajú variácie v extenzívnych veličinách a stechiometriu procesu. Možno povedať, že tieto sklony citlivé na stechiometriu diferencujúcich fáz poskytujú okamžité informácie, ktoré minerály mohli mať vplyv na chemické variácie v študovanom rade hornín.

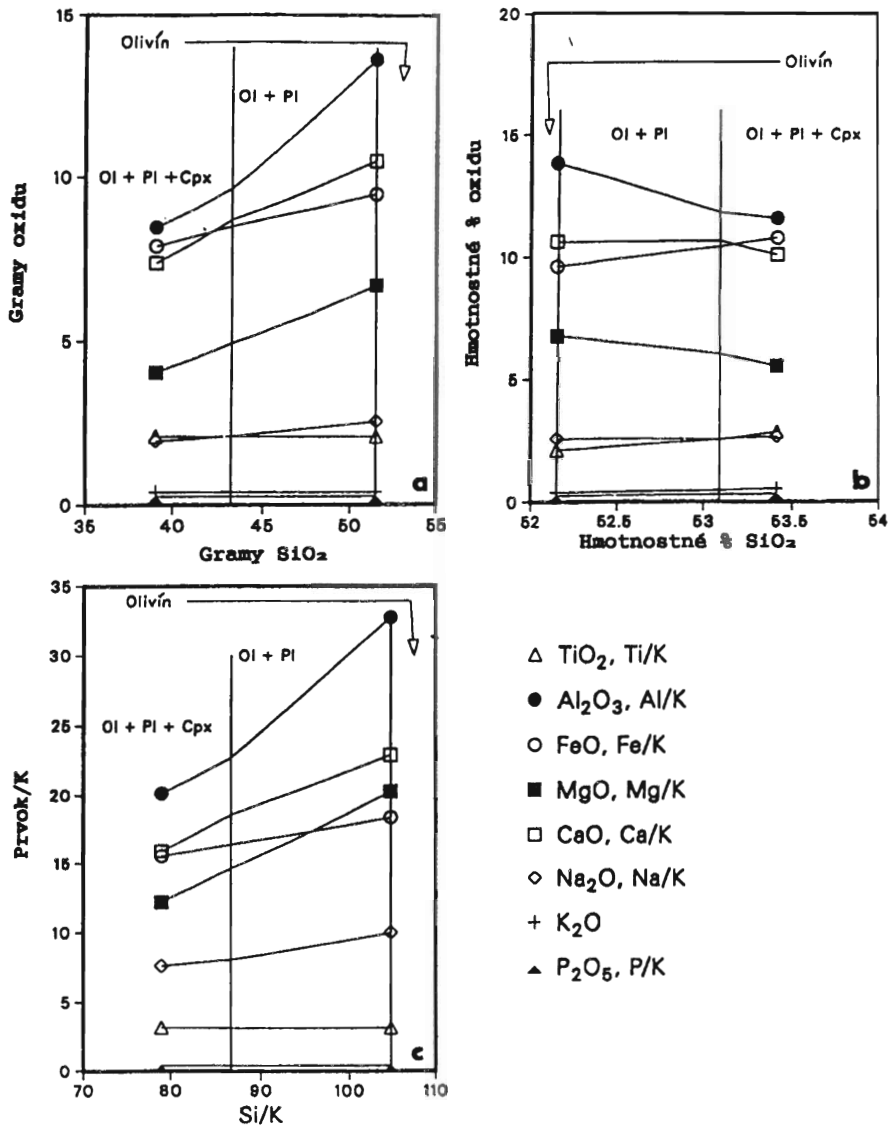
Naproti tomu bežne používané Harkerove diagramy (% SiO_2 -- % oxidu) alebo ternárne diagramy, ktoré sú založené na intenzívnych premenných (hmotnostné %), už musia mať údaje do istého stupňa korelované ich vyjadrením ako frakcia konštantnej sumy (t. j. ako frakcia 100 %), čo zatemňuje skutočné vzťahy medzi extenzívnymi premennými (tento nedostatok možno obísť práve pomocou PER diagramov) a stechiometriu procesu a môže spôsobovať ťažkosti pri interpretácii magmatických systémov. Konštantná suma môže tvoriť zvýšené pozitívne alebo negatívne korelácie medzi komponentmi oxidov (fiktívne variácie vzhľadom na SiO_2 pre komponenty, ktoré sú počas frakčnej kryštalizácie konštantné), ba môže nastať aj prekrútenie vzájomných vzťahov. Napr. na obr. 4b na Harkerovom diagrame vidieť úplne opačný trend pri Al_2O_3, ako pri Al_2O_3 na diagrame na obr. 4a a na PER diagrame (obr. 4c) pri Al/K. Okrem toho sklon frakčnej línie nemusí závisieť len od mechanizmu frakcionácie, ale aj od zloženia pôvodného materiálu, čo je jasne nežiadúce (Pearce, 1968). Preto Harkerove diagramy môžu informovať prakticky len o tom, že medzi premennými je nejaký vzťah a trendy jednotlivých minerálov na nich možno rozlíšiť len ťažko.

Problémom je aj to, že údaje v tvare hmot. % nemajú až taký jednoduchý vzťah k vzorcom a zloženiu minerálov (Russell a Nicholls, 1988).

Ďalšou výhodou PER diagramov je, že poskytujú informáciu, ktoré minerály sa na študovanom procese zúčastnili aj pri úzkom rozpätí obsahu SiO_2 v horninách, čo je pri Harkerových diagramoch ťažké.

Hodnotu PER diagramov spochybnil Rollinson a Roberts (1986). Tvrdia, že napr. vysoký korelačný koeficient medzi pármi pomerov prvkov nezaručuje vysokú pravdepodobnosť petrologicky významného vzťahu medzi nimi. Avšak Pearce (1987) má viac námietok voči ich záverom a teoreticky aj prakticky zdôvodňuje správnosť PER diagramov (napr. uvádza, že PER diagramy síce môžu vytvárať fiktívne trendy s vysokou koreláciou, avšak tie prechádzajú cez začiatok súradnicového systému).

Rollinson a Roberts (1986) a Butler (1986) uvádzajú, že spoločný menovateľ na PER diagramoch „indukuje" na nich koreláciu v dátach, ktoré oni pokladajú za náhodné. Butler (1986) preto navrhuje používať diagram s dvoma



Obr. 4. Variačné diagramy a) kryštalizácie 100 g magmy, Mauna Loa, 1984, b) predstavuje Harkerov diagram a c) PER diagram (Russell a Nicholls, 1988).

Fig. 4. Variation diagrams a) for the crystallization of 100 grams of the 1984 Mauna Loa magma, b) represents Harker diagram and c) represents PER diagram (Russell and Nicholls, 1988).

stabilnými prvkami. Pearce a Stanley (1991) namietajú, že procesy prenosu materiálu, ktoré sa skúmajú pomocou PER diagramov, nie sú vo všeobecnosti náhodné, ale, ako sme už uviedli, sú stechiometricky obmedzené. Ako jediný identifikovateľný náhodný zdroj variácií na PER diagramoch uvádza Stanley a Smith (1991, in Pearce a Stanley, 1991) analytickú nepresnosť. Diagramy s dvoma stabilnými prvkami síce dávajú menšiu indukovanú koreláciu, avšak poskytujú takmer rovnaké výsledky ako PER diagram a navyše vyžadujú viac vstupných dát, a tak majú obmedzenejšie využitie ako PER diagram (Pearce a Stanley, 1991).

Nicholls (1988) zhodnotil PER diagramy ako štatisticky správne.

Dôležitou podmienkou úspešného využitia týchto diagramov je vysoká kvalita údajov a možno aj preto sa v geologickej literatúre nevyužívajú tak často. Údaje s veľkou analytickou alebo geologickou neurčitosťou (napr. horniny postihnuté sekundárnou alteráciou) vedú k značnej nepresnosti. Zlé analýzy napr. na Harkerových diagramoch môžu definovať rozumné trendy, ale na PER diagramoch vykazujú značný rozptyl. Na druhej strane kvalitné analytické údaje naozaj pomáhajú preniknúť do hĺbky študovaného procesu (Russell a Nicholls, 1988).

Častejšia aplikácia týchto diagramov by mohla preukázať, resp. objasniť ich ďalšie klady alebo nedostatky (napr. prečo v praktickom príklade prišlo v diagramoch diskriminácie fáz k otočeniu vplyvu olivínu a klinopyroxénu vo frakcionujúcej asociácii).

PER diagramy sa nemusia využívať iba v magmatic-

kých systémoch, ale napr. aj v systémoch rozličnej veľkosti (od molekulárnej až po galaktickú), ak tieto systémy majú extenzívne premenné a vlastnosti potrebné pri PER diagramoch (Pearce, 1968).

Poďakovanie. Ďakujem P. Ivanovi za všetky cenné rady a pripomienky k tejto práci.

Literatúra

Bradshaw, T. K., 1992: The adaptation of Pearce element ratio diagrams to high silica system. *Contr. Mineral. Petrology, 109, 450 - 458.*

Butler, H. C., 1986: The role of spurious correlation in the development of a komatiite alteration model. *J. geophys. Res., E91, 275 - 280.*

Casadevall, T. J. & Dzurisin, D., 1987: Stratigraphy and petrology of the Uwekahuna Bluff section, Kilauea Caldera. *In: Decker, R. W., Wright, T. L. & Stauffer, P. H. (Eds.): Volcanism in Hawaii. U. S. Geol. Surv. Profess. Pap., 1, 351 - 375.*

Ernst, R. E., Fowler, A. D. & Pearce, T. H., 1988: Modelling of igneous fractionation and other processes using Pearce diagrams. *Contr. Mineral. Petrology, 100, 12 - 18.*

Furman, T., Frey, F. A. & Jakobsson, S. P., 1987: Phantom pyroxene: moderate pressure fractionation of alkali basalts. *In: Hawaii Symposium on How Volcanoes Work, abstr., 85.*

Nicholls, J., 1988: The statistics of Pearce element diagrams and the Chayes closure problem. *Contr. Mineral. Petrology, 99, 11 - 24.*

Pearce, T. H., 1968: A Contribution to the Theory of Variation Diagrams. *Contr. Mineral. Petrology, 19, 142 - 157.*

Pearce, T. H., 1970: Chemical variations in the Palisades Sill. *J. Petrology, 11, 15 - 32.*

Pearce, T. H., 1987: The identification and assessment of spurious trends in Pearce-type ratio variation diagrams: a discussion of some statistical arguments. *Contr. Mineral. Petrology, 97, 529 - 534.*

Pearce, T. H. & Stanley, C. R., 1991: The validity of pearce element ratio analysis in petrology: an example from the Uwekahuna laccolith, Hawaii. *Contr. Mineral. Petrology, 108, 212 - 218.*

Rollinson, H. R. & Roberts, C. R., 1986: Ratio correlations and major element mobility in altered basalts and komatiites. *Contr. Mineral. Petrology, 93, 89 - 97.*

Russell, J. K. & Nicholls, I., 1987: Early crystallization history of alkali olivine basalts, Diamond Craters, Oregon. *Geochim. cosmochim Acta, 51, 143 - 154.*

Russell, J. K. & Nicholls, J., 1988: Analysis of petrologic hypotheses with Pearce element ratios. *Contr. Mineral. Petrology, 99, 25 - 35.*

Russell, J. K. & Stanley, C. R., 1990: A theoretical basis for the development and use of chemical variation diagrams. *Geochim. cosmochim. Acta, 54, 2419 - 2431.*

Stanley, C. R. & Russell, J. K., 1989: Petrologic hypothesis testing with Pearce element ratio diagrams: derivation of diagram axes. *Contr. Mineral. Petrology, 103, 78 - 89.*

Stanley, C. R. & Russell, J. K., 1989b: Pearce.Plot: a Turbo-Pascal program for the analysis of rock composition with Pearce element ratios. *Comput. Geosci., 15, 905 - 926.*

Dodatok 1

Mólová hmotnosť prvku *e* sa vypočíta takto:

$$e = \frac{w}{M} \qquad w = \frac{M.A.\text{hmot }\%o}{Mo}$$

w - hmotnostný zlomok prvku v oxide (analýza), ak ide o stopový prvok, je to jeho koncentrácia v ppm
M - atómová hmotnosť prvku
A - počet iónov prvku v oxide
hmot.%o - hmotnostné % oxidu (udáva analýza)
M_o - molekulová hmotnosť oxidu

Potom $A(B) = \sum_{n=1}^{i} a_i e_i$

a - koeficient prvku *e* na osi x(y)

Výpočet pre Fe - mólová hmotnosť sa vypočítala osobitne pre Fe^{2+} a Fe^{3+} a obidve sa sčítajú.

Dodatok 2

Vzorec na výpočet súčinu matice A x B

Násobiť možno iba matice, kde sa počet riadkov prvej rovná počtu stĺpcov druhej matice, t. j. súčinom matice A typu m x n a matice B typu n x p je matica C typu m x p.

$$\underset{A}{\begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} \dots & a_{1n} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} \dots & a_{2n} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} \dots & a_{3n} \\ a_{41} & a_{42} & a_{43} \dots & a_{4n} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ a_{m1} & a_{m2} & a_{m3} \dots & a_{mn} \end{pmatrix}} \times \underset{B}{\begin{pmatrix} b_{11} & b_{12} & b_{13} \dots & b_{1p} \\ b_{21} & b_{22} & b_{23} \dots & b_{2p} \\ b_{31} & b_{32} & b_{33} \dots & b_{3p} \\ b_{41} & b_{42} & b_{43} \dots & b_{4p} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ b_{n1} & b_{n2} & b_{n3} \dots & b_{np} \end{pmatrix}} = \underset{C}{\begin{pmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} \dots & c_{1p} \\ c_{21} & c_{22} & c_{23} \dots & c_{2p} \\ c_{31} & c_{32} & c_{33} \dots & c_{3p} \\ c_{41} & c_{42} & c_{43} \dots & c_{4p} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ c_{m1} & c_{m2} & c_{m3} \dots & c_{mp} \end{pmatrix}}$$

pričom

$c_{11} = a_{11}b_{11} + a_{12}b_{21} + a_{13}b_{31} + a_{14}b_{41} + \dots + a_{1n}b_{n1}$

(násobia sa členy prvého riadku členmi prvého stĺpca a súčiny sa sčítajú)

$c_{21} = a_{21}b_{11} + a_{22}b_{21} + a_{23}b_{31} + a_{24}b_{41} + \dots + a_{2n}b_{n1}$

$\vdots$

$c_{43} = a_{41}b_{13} + a_{42}b_{23} + a_{43}b_{33} + a_{44}b_{43} + \dots + a_{4n}b_{n3}$

$\vdots$

$c_{mp} = a_{m1}b_{1p} + a_{m2}b_{2p} + a_{m3}b_{3p} + a_{m4}b_{4p} + \dots + a_{mn}b_{np}$

Mineralia Slovaca, 28 (1996), 303 - 306

SÚHRNNÝ REFERÁT

Impaktová katastrofa na hranici kriedy a terciéru?

Súhrn najnovších poznatkov

JOZEF MICHALÍK

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

(Doručené 17.6.1996)

Úvod

Rozhranie mezozoického a terciérneho obdobia na seba púta pozornosť širokého okruhu záujemcov o nevysvetlené tajomstvá minulosti našej planéty. Práve pred 65 miliónmi rokov sa prevratne zmenil celý organický svet na jej povrchu. Dobu obrovských veľjašterov, ktorí vládli pevninám, moriam i vzduchu viac než sto miliónov rokov, odrazu vystriedala éra cicavcov a vtákov, ktorá trvá dodnes. Čo bolo príčinou tohto prelomu?

Indikátory biotickej krízy na hranici kriedy a paleogénu

Paul a Mitchell (1994) predpokladajú, že hlavným faktorom biotických kríz je redukcia primárnej produktivity morskej hladiny. Podľa ich modelu v obdobiach masového vymierania bol najviac postihnutý zooplanktón a požierači suspenzie, prežívajúce organizmy dosahovali malé relatívne rozmery a biotický zvrat sprevádzali výchylky obsahu izotopu $\delta^{13}C$. Udalosť na hranici kriedy a terciéru sa začala náhlym poklesom morskej hladiny, potom nasledoval o niečo pomalší vzostup, počas ktorého bol organický uhlík pochovaný v sedimentoch, a tak zooplanktón a filtrátori suspenzie prišli o potravu.

Elliot et al. (1944) a Keller et al. (1993a) analyzovali zmeny asociácií dinocýst z hraničných vrstiev kriedy a terciéru s irídiovou anomáliou z Antarktídy a dospeli k názoru, že sa vo vyšších zemepisných šírkach v tom čase nijaká prevratná zmena nestala. Podobne Barrera a Keller (1994) tvrdia, že aj keď v Arktíde možno na základe obsahu $\delta^{13}C$ indikovať zníženie produktivity povrchových vôd, v Antarktíde nevýrazné zníženie badať až po 200 tisíc rokoch po kriedovo-terciérnom rozhraní. V obidvoch prípadoch však chýba katastrofický zlom vo vývoji organických spoločenstiev, aký v tom čase nastal v tropických, subtropických a miernych šírkach.

Ward et al. (1991) sa zaoberali rozličnou citlivosťou rôznych skupín morských organizmov na zmeny prostredia koncom kriedového útvaru. Kým inoceramidy postupne vymierali už v mástrichte, amonity prežili až do jeho záveru a potom náhle vymreli (Marshall, 1995). Gallagher (1991) sa pokúsil nájsť priamu odpoveď na otázku, prečo sa tak stalo. Larvy ústric a amonitov boli drobné, závislé od planktonického spôsobu života i od zdrojov potravy. Naopak veľké larvy nautilidných hlavonožcov, vybavené veľkým žĺtkovým vakom, žili nezávisle od planktónu a kríza planktónu („plankton crash") na hranici kriedy a terciéru sa ich výraznejšie nedotkla podobne ako lariev brachiopód a bryozoí, ktoré rýchlo zaplnili voľné miesta v paleocénnych bentických spoločenstvách. Planktónnu krízu tiež ľahšie prežili typy planktónnych organizmov s výraznejšou diurnálnou migráciou, ktoré sa dokázali pred radiáciou ukryť do hĺbky vodného stĺpca. Takými boli najmä rádiolárie, ktoré napr. na Novom Zélande (Hollis et al., 1995) bez väčšej pohromy prežili kritický interval a vytvorili diverzifikované spoločenstvá na samom začiatku terciéru.

Zvýšená radiácia na konci mástrichtu teda mohla vyhubiť planktón a jeho nedostatok mohol spôsobiť hladomor pre všetkých planktonofágov, ktorí sú základom spoločenstiev morských živočíchov. Ale čo zároveň vyhubilo suchozemské zvery?

Ivany a Salawitch (1993) priniesli dôkazy o tom, že v kritickom čase obrovské požiare, postihujúce rozsiahlu časť pevnín, zničili až 25 % všetkej suchozemskej biomasy. Okysličený C zmenil bilanciu $\delta^{14}C$ v moriach. Kyslé dažde obohatené o uvoľnený SO_2 a NO_2 zničili populácie planktónu (D'Hondt et al., 1994) v moriach. Navyše prach a dym z požiarov znížili množstvo dopadajúceho slnečného žiarenia na zemský povrch a spôsobili globálne ochladenie. Pre mezozoickú kontinentálnu faunu, žijúcu v homogénnom, temer púštnom podnebí, mohlo byť náhle ochladenie skutočnou pohromou. Bolo to však naozaj tak?

Clemens a Nelms (1993) skúmali vrchnokriedovú terestrickú faunu vertebrát z Aljašky, ktorá žila v chladnom podnebí blízko polárneho kruhu. Ako sa dalo čakať, skladala sa len z teplokrvných dinosaurov a cicavcov: obojživelníky a krokodíly, bežne zastúpené v rovnovekých spoločenstvách južnejších oblastí severoamerického kontinentu, celkom chýbali. Na rozhraní kriedy a terciéru však krokodíly a obojživelníky bez väčších ťažkostí prežili, kým práve chladu odolávajúce dinosaury všade celkom vymreli (Retallack, 1994). Bolo skutočne tým faktorom, ktorý ich vyhubil, iba ochladenie? Podľa Russella (1976) kriedovo-terciérnu hranicu neprežil nik z vertebrát ťažší ako 25 kg. Akú výhodu mali malé tvory, ako sú vtáky a cicavce, hrabavé, vodné a obojživelné zvieratá?

Barrerová (1994) na základe analýzy obsahu $\delta^{18}O$ zisti-

la, že podobné ochladenie ako počas kriedovo-terciérnej hranice prebehlo už aj o 4 - 6 miliónov rokov skôr, ale hromadné vymieranie nespôsobilo. Kriedovo-terciérna udalosť nebola najvýraznejšou, ale iba poslednou z radu zmien. Táto zmena sa však prejavila nielen v charaktere fauny a flóry, ale aj zreteľným litologickým rozhraním.

Litologické indikátory globálnej zmeny na kriedovo-terciérnom rozhraní

Stinnesbeck et al. (1994) vymedzili niekoľko kritérií kriedovo-terciérneho rozhrania: výskyt červenej až pomarančovej vrstvičky s anomálne vysokým obsahom Ir, spinelovými minerálmi bohatými na Ni, úderom „šokovanými" zrnkami kremeňa, posunom v obsahoch izotopov C (najmä $\delta^{13}C$), potlačenie karbonátovej sedimentácie, v jej blízkom nadloží objavenie sa prvých zástupcov staroterciérnych planktonických organizmov (foraminifery).

Populárnym indikátorom záznamu rozhrania kriedovej a paleocénnej periódy sa stala pomarančovožltá vrstvička obohatená o Ir - prvok, ktorý sa vyskytuje v horninách podkôrového alebo mimozemského pôvodu. Takúto vrstvičku našli v profiloch na dánskom Stevns Clinte, v talianskych Apeninách, vo vrtných profiloch v severnom (vrt 465) aj južnom Tichom oceáne (vrt 596; Zhou et al., 1991), v Indickom oceáne (vrt 738), na Novom Zélande, antarktickom Seymourovom ostrove (Elliott et al., 1994), v argentínskom Riu Cuarto (Schultz et al., 1994), brazílskom Pernambucu (Stinnesbeck a Keller, 1995) aj na pobreží Mexického zálivu.

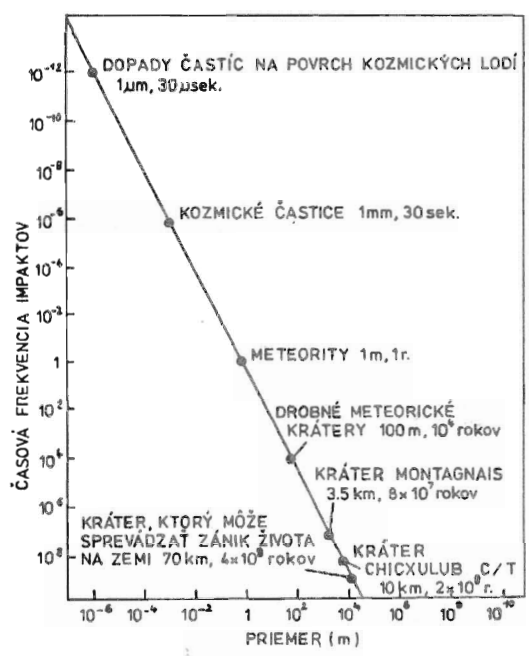
V plytkovodnejších oblastiach irídiová vrstva zvyčajne chýba. Úsek, v ktorom by sa mala vyskytovať, býva charakteristický nedostatkom sedimentárneho záznamu či hiátom (holandský profil Geulhemmerberg: Brinkhuis et al., 1995, a mnohé iné). V terestrickej sekvencii v Montane (Retallack, 1994) je kriedovo-terciérna hranica rozhraním medzi vrchnokriedovými suchými pôdnymi typmi a spodnopaleocénnymi uhľonosnými produktmi záplavových rovín, slatín a postupne vysychajúcich močarísk. Samotnú hranicu poznamenala výrazná erózia (niektoré erozívne korytá, napr. Big Bugger, sa zahryzli viac ako 20 m hlboko do podložia), vybielenie podložných hornín kyslými dažďami a masívna sedimentácia rýchlo splavených klastík. Podobné javy sú známe z nášho územia. Napriek intenzívnemu pátraniu po sedimentoch kriedovo-terciérneho rozhrania (Salaj, 1978; Salaj et al., 1983) úsilie nebolo korunované úspechom: vrchnokriedová sekvencia sa všade končí hiátom. Najstaršie paleocénne súvrstvia sa skladajú prevažne z redepozitov kampánskych a mástrichtských sedimentov tak v Tunisku (Salaj et al., 1973; Salaj, 1986), ako aj v Západných Karpatoch (Samuel et al., 1980). Jiříček (1986) vysvetľuje chýbanie sedimentárneho záznamu mimoriadne veľkým a rýchlym eustatickým poklesom hladiny mora (až o 200 m), počas ktorého sa mal do svahu Českého masívu zahĺbiť nesvačilský a vranovický kaňon.

Stopy impaktu na rozhraní mástrichtu a dánu

Aká pohroma môže spôsobiť výrazné zmeny sledovateľné prakticky na celom povrchu glóbu? Pretože „arzenál" geologických činiteľov Zeme neposkytuje dostatočne efektívne príčiny (tajfúny, zemetrasenia, vulkány nepostihujú celý povrch planéty odrazu), stalo sa populárnym odvolávať sa na katastrofy prichádzajúce z vesmíru. Katastrofu celoplanetárnych rozmerov má spôsobovať ničivé žiarenie zdroja, ku ktorému sa naša solárna sústava periodicky (po 150 - 200 miliónoch rokov) približuje (tajomná hviezda Nemezis), alebo možno dopad obrovských blokov z oblaku hmloviny, chvosta kométy, alebo spŕška asteroidov (Alvarez et al., 1980). Ale ako dopad mimozemskej hmoty dokázať?

Dopad mimozemského telesa, ktorý musela sprevádzať ohromná kinetická energia musel zanechať stopy na zemskom povrchu. Povrch susedných planét aj ich obežníc zreteľne poznamenali mnohonásobné zrážky s takýmito telesami. Je naozaj nepravdepodobné, že by podobné stretnutia planétu Zem obchádzali. Preto sa začali hľadať argumenty dokazujúce túto teóriu, aj keď je zrejmé, že intenzívna pozemská erózia podobne útvary rýchlo zahladzuje (Kukal, 1983). Krátery s priemerom 0,1 km môžu zmiznúť zo zemského povrchu už za tisíc rokov, 1 km za milión rokov, 10 km za 300 miliónov, 20 km za 600 miliónov, 100 km za niekoľko miliárd rokov (Hartmann, 1977; Hughes, 1979).

Napriek tomu sa dodnes identifikovalo mnoho kráterov, ktoré nemajú vulkanický pôvod a, podobne ako mesačné krátery, ich spôsobil dopad meteoritov (takým je napríklad populárny kráter Sunset v Arizone). Ich datovanie však naznačuje, že na zemský povrch dopadali meteority

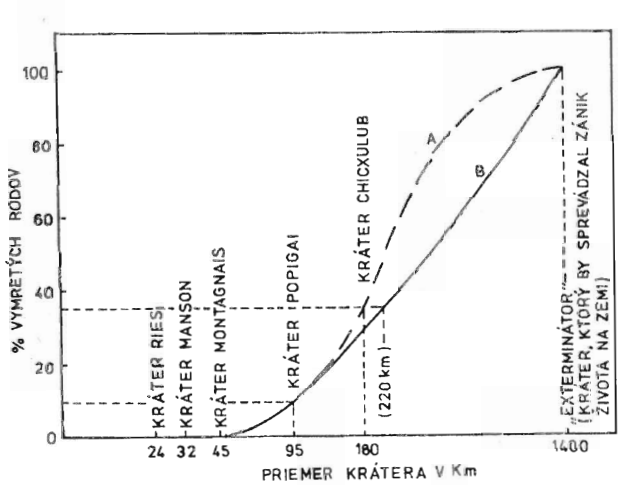


Obr. 1. Krivka frekvencie dopadu rozlične veľkých kozmických telies na povrch Zeme. Krivka ukazuje priemernú dobu impaktov v geologickom čase. Podľa nej sa vymieranie typu kriedovo-terciérneho rozhrania opakuje každých $2x10^8$ rokov (teda na rozhraní prekambria a paleozoika, ordovika a silúru, permu a triasu, senónu a paleocénu). Impakt, ktorým by zanikol život, má periódu $4x10^9$ rokov (Alvarez, 1987; Jansa, 1993).

v rozličných obdobiach (obr. 1). Podľa Hughesa (1979) každých 1400 rokov zasiahne povrch Zeme meteorit, ktorého kinetická energia je schopná vyhĺbiť kráter s priemerom 1 km. Kráter Ries v Nemecku (s priemerom 25 km a hĺbkou do 1 km; Pohl et al., 1977) vznikol v miocéne. Kráter Toms Canyon a Chesapeake Bay pri jv. pobreží Spojených štátov (prvý s priemerom 15 a hĺbkou 0,5 km, priemer druhého je 85 km a hĺbka 2 km; Powars et al., 1993; Poag et al., 1994) vznikli počas vrchného eocénu. Podmorský kráter Montagnais pri pobreží Nového Škótska (priemer 45 km, hĺbka 2,7 km; Jansa et al., 1989) vyhĺbila kométa (?) s priemerom 3,4 km na konci raného eocénu (pred 50,8 miliónmi rokov). Kanadský kráter Manicouaga spred 214 miliónov rokov mal podľa Hodycha a Dunninga (1992) významnú rolu pri vymieraní vrchnotriasovej fauny. Ale kde je kráter (či sústava kráterov) z obdobia kriedovo-terciérnej katastrofy?

Vek 65 miliónov rokov má meteorický kráter Manson v Iowe, ktorý má priemer 35 km. V jeho širokom okolí na ploche tisícov km^2 sú rozptýlené stuhnuté kvapôčky na sklo roztavenej horninovej hmoty. Výrazne menší obsah vody, ako máva sklo vznikajúce pri oveľa nižšej teplote zo sopečných tavenín (Koeberl, 1994), indikuje ich nepochybne meteorický pôvod (Robin et al., 1994). Ale pri prepočte množstva hmoty vyvrhnutej meteorickým impaktom po rozľahlej ploche severoamerického kontinentu Swisher et al. (1992) zistili, že musí pochádzať z iného, oveľa väčšieho krátera.

Na dne Mexického zálivu pri sv. pobreží Yucatanu leží dnes už legendárny impaktový kráter Chicxulub, ktorého priemer dosahuje 180 km. Ako dokazujú analýzy pomeru U a Pb (Kamo a Krogh, 1995), andezitické sklovité taveniny a šokované kryštály zirkónu z neho sú rozptýlené nielen po celej Strednej, ale aj Severnej Amerike. Taveniny hornín kôry sú obohatené o sírniky ťažkých kovov podobne ako kanadský meteorický kráter v Sudbury, ktorý je významným ložiskom Ni (Schuraytz et al., 1994).



Obr. 2. Krivky vymierania (A - sigmoidálna, B - hyperbolická) v závislosti od priemeru impaktových kráterov. Predpokladá sa, že kráter do šírky 45 km nesúvisia s vymieraním organizmov. Vrchnoeocénne vymieranie sa spája s kráterom Popigai (95 km), vymieranie na kriedovo-terciérnej hranici s kráterom Chicxulub (220 km). Impakt, ktorý by vytvoril kráter s priemerom 1400 km, by spôsobil zánik života na Zemi (Jansa, 1993).

Scenár impaktovej katastrofy počas kriedovo-terciérneho rozhrania

Viacerí autori (Schultz et al., 1994) poukazujú na to, že impaktovú katastrofu na hranici kriedy sprevádzal dopad väčšieho počtu telies, ktoré bombardovali najmä západnú pologuľu (dosiaľ nepoznáme impaktové krátery tohto veku z Eurázie ani z Afriky). Pred 55 až 65 miliónmi rokov dráhu našej planéty zrejme križoval roj kozmických úlomkov, z ktorých niektoré dopadli na jej povrch. Uhol dopadu bol pravdepodobne šikmý (okolo 45°), čo spôsobilo plytký prienik dopadajúcich telies do zemskej kôry, zato však vyvrhnutie veľkého množstva materiálu.

Vzhľadom na rozlohu morskej hladiny v pomere k ploche súše dopad mimozemského telesa (či už to bol bolid, alebo jadro kométy) do oceána bol zrejme pravdepodobnejší. V takom prípade do atmosféry vystreklo množstvo vody až stonásobne väčšie, ako je objem dopadajúceho telesa, ktoré do morského dna vyrazilo obrovský, stovky km široký a tisíce m hlboký kráter (Jansa, 1993). Teplota vzniknutá premenou kinetickej energie v ňom dosiahla niekoľko tisíc °C. Od miesta impaktu sa na všetky strany valila obrovská zemetrasná vlna - megatsunami. Jej výšku (v prípade 150 km širokého krátera v 5000 m hlbokom oceáne) vypočítal Van der Bergh (1989) na 1300 m ešte vo vzdialenosti 300 km. Ani v desaťtisíc km vzdialenosti nepoklesol hrebeň megatsunami pod 100 m. Pri náraze na pevninu sa megatsunami ľahko prevalila cez hrebene vysokých horstiev a zaliala stovky km vzdialené vnútrozemie. Valiaca sa vodná stena znamenala istú smrť aj pre tie najväčšie dinosaury. Rozsiahlu eróziu dna účinkom megatsunami, sprevádzanú resedimentáciou vrchnokriedových uložení, opísal z Texasu Bourgeois et al. (1988), z Karibiku Alvarez et al. (1992); Smit et al. (1994), Keller et al. (1993b) a i.

Záver

Scenáre kriedovo-terciérnej katastrofy sa opierajú o množstvo argumentov, z ktorých väčšina je viac či menej podopretá faktami. Súbor faktov možno zatriediť do nasledujúcich skupín:

1. Redukcia primárnej produktivity povrchovej tropickej oceánskej vody je prijateľným vysvetlením, ale nepostihuje celú šírku problematiky. Obmedzenie primárnych zdrojov v potravinovom reťazci počas globálnych eustatických zmien vyžaduje dodatočné zdôvodnenie.

2. Vysvetlenie biologických a sedimentologických zmien zmenami podnebia (náhle ochladenie) spôsobenými enormnou vulkanickou činnosťou, príp. rozsiahlymi požiarmi suchozemskej vegetácie. Ale štruktúra vymretých taxónov nezodpovedá skupinám ohrozeným studenou klímou.

3. Obdobie kyslých dažďov, ktoré mali vyhubiť populáciu planktónu aj suchozemský porast, podľa niektorých autorov spôsobili vulkanické exhalácie, požiare alebo iné udalosti náhle uvoľňujúce množstvo kysličníkov C a S.

4. Vymieranie druhov na hranici kriedy a terciéru sa spája s anomálnym obsahom ťažkých kovov (najmä Ir) v hraničnom horizonte. Ich zánik vraj spôsobila otrava týmito prvkami, pochádzajúcimi z hlbokých vulkanických centier alebo z extraterestrických zdrojov.

5. Najpopulárnejšia teória spája zničenie populácií (najmä veľkých) organizmov a také sedimentologické javy, ako je erózia celej plochy šelfov, obrovské zmeny batymetrie, masový výskyt redepozitov vrchnokriedových hornín, s obrovskými vlnami (megatsunami), vyvolanými impaktom kozmického telesa (meteoritu či kométy) do oceána (obr. 2). Táto teória do značnej miery využíva i argumenty predchádzajúcich interpretácií.

Literatúra

Alvarez, L. W., Alvarez, W., Asaro, F. & Michel, H. V., 1980: Extraterrestrial cause for the Cretaceous - Tertiary extinction. *Science, 208, 1095 - 1108.*

Alvarez, W., Smit, J., Lowrie, W., Asaro, F., Margolis, S. V., Claeys, P., Kastner, M. & Hildebrand, A. R., 1992: Proximal impact deposits at the K/T boundary in the Gulf of Mexico: a restudy of DSDP Leg 77 Sites 536 and 540. *Geology, 20, 697 - 700.*

Barrera, E. & Keller, G., 1994: Productivity across the K/T boundary in high latitudes. *Geol. Soc. Amer. Bull., 106, 1254 - 1266.*

Barrera, E., 1994: Global environmental changes preceeding the K/T boundary: Early - Late Maastrichtian transition. *Geology, 22, 877 - 880.*

Bourgeois, J., Hansen, Tw. A., Wilberg, P. L. & Kauffmann, E. G., 1988: A tsunami deposit at the Cretaceous - Tertiary boundary in Texas. *Science, 241, 567 - 570.*

Clemens, W. A. & Nelms, L. G., 1993: Paleoecological implications of Alaskan terrestrial vertebrate fauna in latest Cretaceous time at high paleolatitudes. *Geology, 21, 503 - 506.*

D'Hondt, S., Pilson, M., Sigurdsson, H., Hanson, A. K. Jr. & Carey, S., 1994: Surface - water acidification and extinction at the K/T boundary. *Geology, 22, 983 - 986.*

Elliot, D. H., Askin, R. A., Kyte, F. T. & Zinsmeister, W. J., 1994: Iridium and dinocysts at the K/T boundary on Seymour Island, Antarctica. Implications for the K/T event. *Geology, 22, 8, 675 - 678.*

Gallagher, W. B., 1991: Selective extinction and survival across the K/T boundary in the N Atlantic Coastal Plain. *Geology, 19, 967 - 970.*

Hartmann, W. K., 1977: Cratering in the Solar System. *Sci. Amer., 84 - 99.*

Hodych, J. P. & Dunning, G. R., 1992: Did the Manicouagan impact trigger end of Triassic mass extinction? *Geology, 20, 51 - 54.*

Hollis, C. J., Rodgers, K. A. & Parker, R. J., 1995: Siliceous plankton bloom in the earliest Tertiary of Marlborough, New Zealand. *Geology, 23, 9, 835 - 838.*

Hughes, D. W., 1979: Earth's cratering rate. *Nature, 281, 13.*

Ivany, L. C. & Salawitch, R. J., 1993: Carbon isotopic evidence for biomass burning at the K/T boundary. *Geology, 21, 487 - 490.*

Jansa, L. F., 1993: Cometary impacts into ocean: their recognition and the threshold constraint for biological extinctions. *Palaeo³, 104, 271 - 286.*

Jansa, L. F., Pe-Piper, G., Robertson, P. B. & Friedenreich, O., 1989: Montagnais: a submarine impact structure on the Scotian Shelf, eastern Canada. *Geol. Soc. Amer. Bull., 101, 450 - 463.*

Jiříček, R., 1986: Některé zajímavé rysy paleogeografie terciéru Západních Karpat. *Zem. Plyn Nafta, 31, 2, 163 - 170.*

Kamo, S. L. & Krogh, T. E., 1995: Chicxulub crater source for shocked zircon crystals from the K/T boundary layer, Saskatchewan: evidence from new U-Pb data. *Geology, 23, 3, 281 - 284.*

Keller, G., Barrera, E., Schmitz, B. & Mattson, E., 1993: Gradual mass extinction, species survivorship, and long - term environmental changes across the K/T boundary in high latitudes. *Geol. Soc. Amer. Bull., 105, 979 - 997.*

Keller, G., MacLeod, N., Lyons, J. B. & Officer, C. B., 1993: Is there evidence for K/T boundary age deep - water deposits in the Caribbean and Gulf of Mexico? *Geology, 21, 776 - 780.*

Kukal, Z., 1983: Rychlost geologických procesů. *Academia, Praha, 280.*

Marshall, C. R., 1995: Distinguishing between sudden and gradual extinctions in the fossil record: Predicting the position of the Cretaceous - Tertiary iridium anomaly using the ammonite fossil record on Seymour Island, Antarctica. *Geology, 23, 8, 731 - 734.*

Paul, C. R. C. & Mitchell, S. F., 1994: Is famine a common factor in marine mass extinction? *Geology, 22, 679 - 682.*

Poag, C. W., Powars, D. S., Poppe, L. J., Mixon, R. B., Edwards, L. E., Folger, D. W. & Bruce, S., 1992: Deep Sea Drilling Project Site 612 bolide event: New evidence of a late Eocene impact - wave deposit and a possible impact site, U. S. East Coast. *Geology, 20, 771 - 774.*

Pohl, J., Stöffler, D., Gall, H. & Ernston, K., 1977: The Ries impact crater. *In: Roddy, D. J. et al. (Eds.): Impact and explosion cratering. Pergamon Press New York, 343 - 404.*

Powars, D. S., Poag, C. W. & Mixon, R. B., 1993: The Chesapeake Bay "impact crater", stratigraphic and seismic evidence. *Geol. Soc. Amer. Abstr. with Programs, 25, 6, A 378.*

Rettallack, G. J., 1994: A pedotype approach to latest Cretaceous and earliest Tertiary paleosols in E Montana. *Geol. Soc. Amer. Bull., 106, 1377 - 1397.*

Russell, D. A., 1976: The biotic crises at the end of the Cretaceous period. *Natl. Mus. Natur. Sci., Ottawa, 12, 11 - 20.*

Salaj, J., 1986: The new Postrugoglobigerina praedaubjergensis Zone at the base of the stratotype of the marine Paleocene (El Kef, Tunisia). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 1, 35 - 58.*

Salaj, J., 1987: Súčasné trendy v stratigrafii vrchnokriedových stupňov a ich aplikácia na Západné Karpaty. *Geol. Práce, Spr., 68, 197 - 209.*

Salaj, J., Bajaník, Š., Menčík, E. & Stráník, Z., 1973: Quelques problems relatifs au Paléocne du Sillon Tunisien et le Atlas oriental. *Ann. Mines Géol., 26, 223 - 231.*

Salaj, J., Gašparíková, V. & Kysela, J., 1983: Basical features of structure of the Klippen Belt. *In: Began, A., Hraško, J., Kysela, J., Salaj, J. & Samuel, O. (Eds.): Exc. guide of 18th Colloq. Micropal., Bratislava, 72 - 76.*

Samuel, O., Salaj, J. & Began, A., 1980: Litostratigrafická charakteristika vrchnokriedových a paleogénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny. *Západ. Karpaty, Geol., 6, 81 - 111.*

Schultz, P. H., Koeberl, C., Bunch, T., Grant, J. & Collins, W., 1994: Ground truth for oblique impact processes: New insight from Rio Cuarto, Argentina Crater Field. *Geology, 22, 889 - 892.*

Stinnesbeck, W. & Keller, G., 1995: The K/T boundary in southern low-latitude regions: preliminary study in Pernambuco, NE Brazil - Comments and Reply. *Terra Nova, 7, 375 - 382.*

Schuraytz, B. C., Sharpton, V. L. & Marín, L. E., 1994: Petrology of impact - melt rocks at the Chicxulub multiring basin, Yucatán, Mexico. *Geology, 22, 868 - 872.*

Smit, J., Montanari, A., Swinburne, N. H. M., Alvarez, W., Hildebrand, A. R., Margolis, S. V., Claeys, P., Lowrie, W. & Asaro, F., 1992: Tektite - bearing, deep - water clastic unit at the K/T boundary in NE Mexico. *Geology, 20, 99 - 103.*

Stinnesbeck, W., Barbarin, J. M., Keller, G., Lopez-Oliva, J. G., Pivnik, D. A., Lyons, J. B., Officer, C. B., Adatte, T., Graup, G., Rocchia, R. & Robin, E., 1993: Deposition of channel deposits near the K/T boundary in NE Mexico: catastrophic or "normal" sedimentary deposits? *Geology, 21, 797 - 800.*

Swisher, C. C., Grajales-Nishimura, J. M., Montanari, A., Margolis, S. V., Claeys, P., Alvarez, W., Renne, P., Cedillo-Pardo, E., Maurasse Florenti, J. M. R., Curtis, G. H., Smit, J. & McWilliams, M. O., 1992: Coeval $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of 65 Million years ago from Chicxulub Crater melt rocks and Cretaceous/Tertiary boundary tektites. *Science, 257, 954 - 958.*

Van der Bergh, S., 1989: Life and death in the Inner Solar System. *Publ. Astron. Soc. Pacif., 102, 509 - 509.*

Ward, P. D., Kennedy, W. J., MacLeod, K. G. & Mount, J. F., 1991: Ammonite and inoceramid bivalve extinction patterns in K/T boundary sections of the Biscay Region (SW France, N. Spain). *Geology, 19, 1181 - 1184.*

Wyke Poag, C., Powars, D. S., Poppe, L. J. & Mixon, R. B., 1994: Meteoroid mayhem in Ole Virginny: Source of the North American tectite strewn field. *Geology, 22, 691 - 694.*

Zhou, L., Kyte, F. T. & Bohor, B. F., 1991: K/T boundary of DSDP Site 596, S Pacific. *Geology, 19, 694 - 697.*

Mineralia Slovaca, 28 (1996), 307 - 311

Vrchnopanónske sladkovodné sedimenty okolia Čeľadiniec (západný okraj pohoria Tríbeč)

KLEMENT FORDINÁL, ALEXANDER NAGY a OĽGA FEJDIOVÁ

Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 3.6.1996, revidovaná verzia doručená 24.6.1996)

Upper Pannonian freshwater sediments from the surroundings of Čeľadice (western margin of the Tríbeč Mts., Slovakia)

Freshwater sediments composed of the freshwater limestones was found on the SE from Čeľadince village. Limestones contain the rich terrestrial and freshwater gastropods that point to the Upper Pannonian age.

Key words: Danube Basin, freshwater sediments, Upper Pannonian, fauna, paleoecology

Úvod

Na západnom okraji Tríbeča vystupujú na povrch vrchnomiocénne sedimenty, ktoré tvorí prevažne štrk a piesok, v menšej miere íl a pri tektonických líniách sa vyskytuje sladkovodný vápenec a travertín.

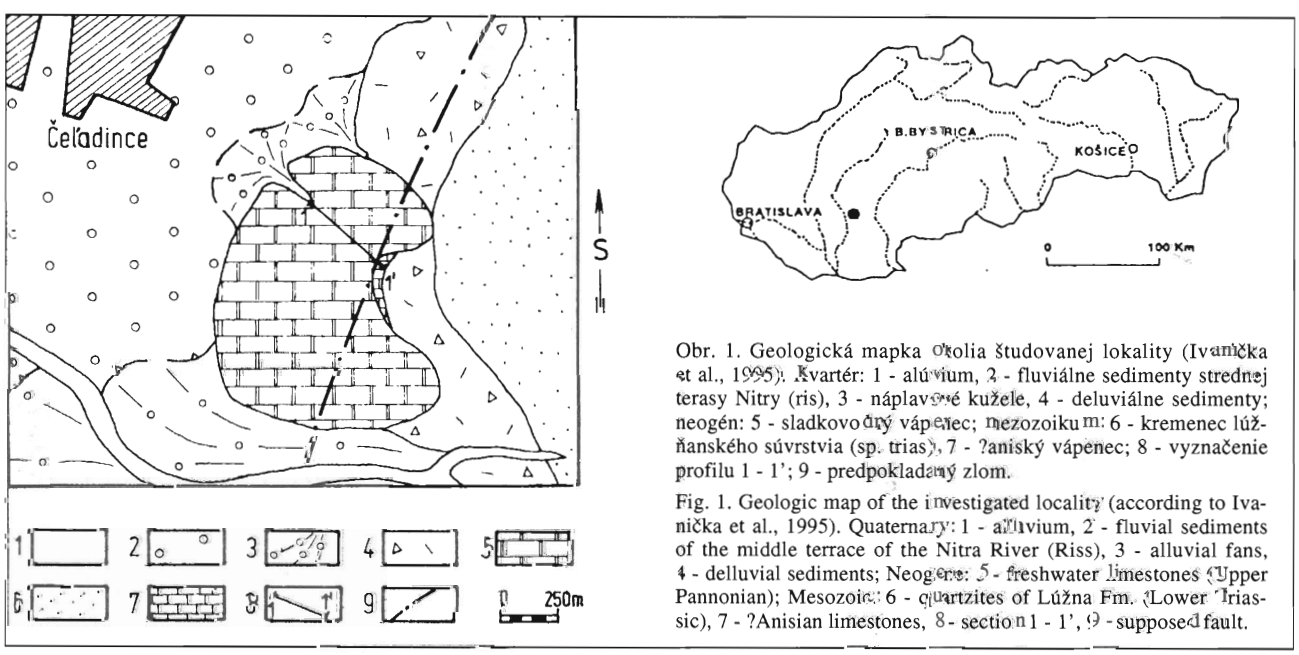
Sedimenty sú veľmi chudobné na fosílne zvyšky organizmov. Výnimkou je sladkovodný vápenec, v ktorom možno nájsť bohatšie polohy s fosílnou faunou.

Pri geologickom mapovaní sa na liste Súlovce pri obci Čeľadince študovali sladkovodné sedimenty, ktoré tvorí prevažne sladkovodný vápenec, v menšej miere vápnité nespevnené sedimenty typu „jazernej kriedy", íl a piesok (Ivanička et al., 1995).

Prvá zmienka o výskyte spomenutých sedimentov v blízkosti Čeľadiniec pochádza už z minulého storočia od Winklera (1865), ale situuje ho do blízkosti Kovariec (Kovarz). Okrem toho Winkler (ibid.) uvádza nálezy sladkovodného vápenca pri Sádku a pri obci Bošany (Bossany), Brodzany (Brogyán), Krásno (Széplak) a Nedanovce (Nedanocz). Ďalšia informácia o študovaných sedimentoch je u Schafarzika (1900), ktorý výskyt lokalizuje medzi Kovarce a Čeľadince a sedimenty stratigraficky zaraďuje do pliocénu.

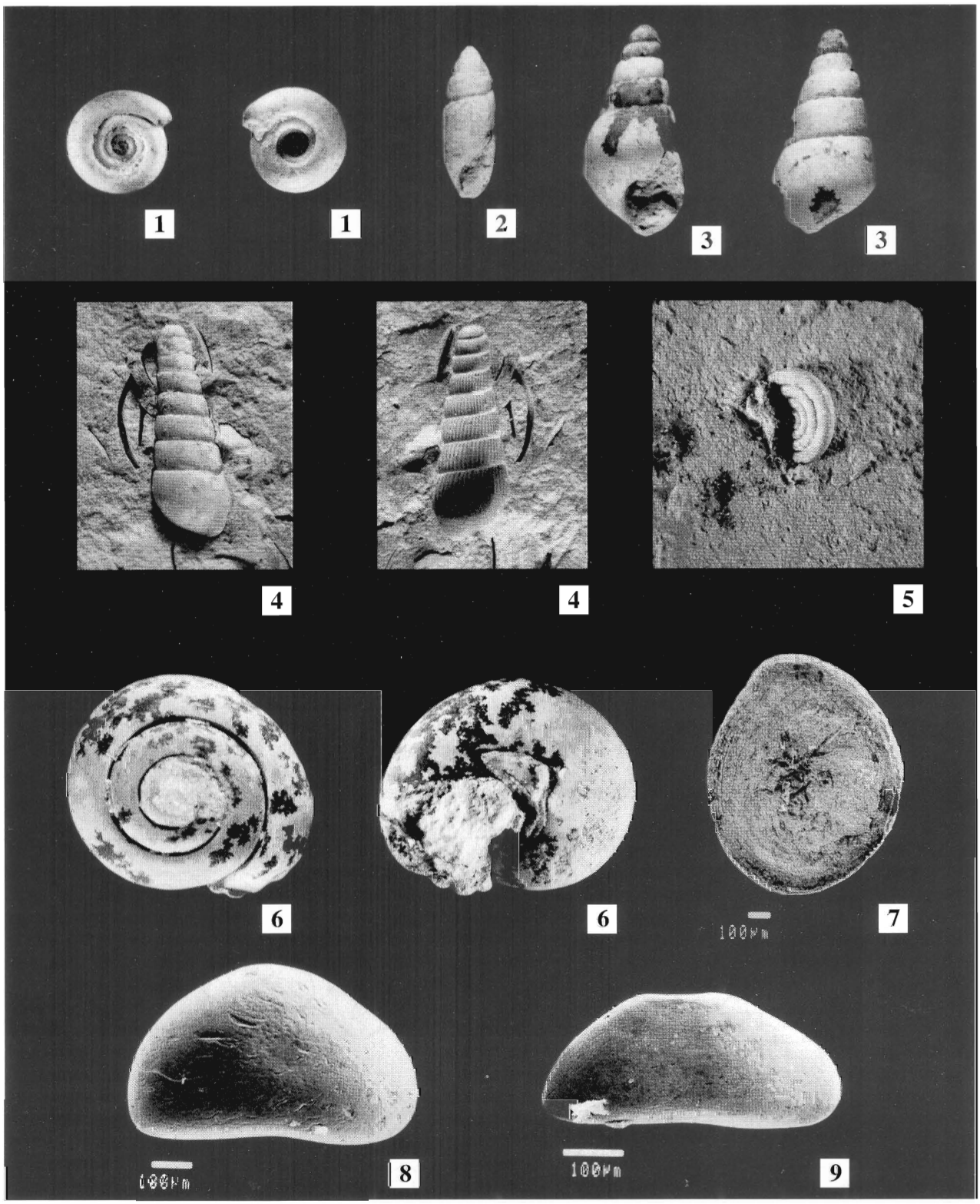
Roku 1943 Ivan súborne spracoval výskyty travertínu na Slovensku a spomína aj výskyt pri Čeľadinciach. Travertín podľa neho vznikol počas kvartéru.

Okrajové neogénne sedimenty Tríbeča zmapovala Brestenská a Priechodská (1969), uvádzajú výskyt sladkovodného vápenca pri Čeľadinciach a zaraďujú ho do pontu.



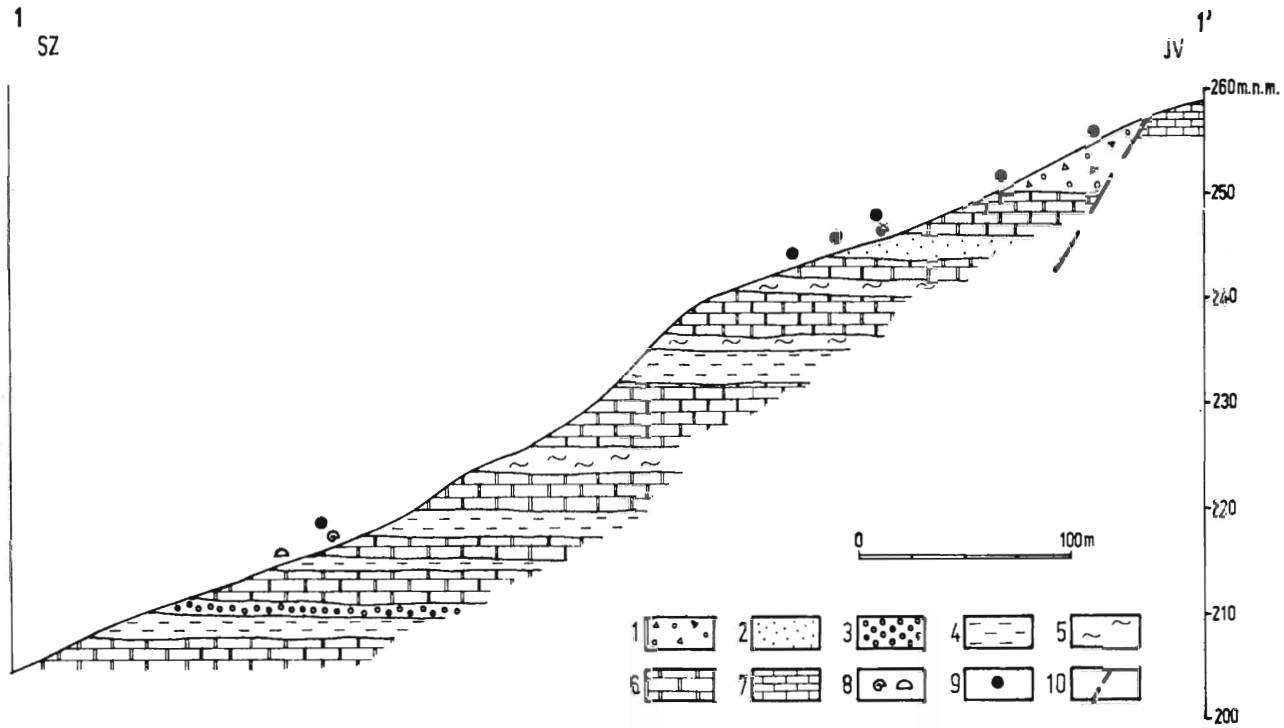
Obr. 1. Geologická mapka okolia študovanej lokality (Ivanička et al., 1995). Kvartér: 1 - alúvium, 2 - fluviálne sedimenty strednej terasy Nitry (ris), 3 - náplavové kužele, 4 - deluviálne sedimenty; neogén: 5 - sladkovodný vápenec; mezozoikum: 6 - kremenec lúžňanského súvrstvia (sp. trias), 7 - ?anisky vápenec; 8 - vyznačenie profilu 1 - 1'; 9 - predpokladaný zlom.

Fig. 1. Geologic map of the investigated locality (according to Ivanička et al., 1995). Quaternary: 1 - alluvium, 2 - fluvial sediments of the middle terrace of the Nitra River (Riss), 3 - alluvial fans, 4 - delluvial sediments; Neogene: 5 - freshwater limestones (Upper Pannonian); Mesozoic: 6 - quartzites of Lúžna Fm. (Lower Triassic), 7 - ?Anisian limestones, 8 - section 1 - 1', 9 - supposed fault.



Tab. I. 1 - *Bathyomphalus moedlingensis* (Sauerzopf), zv. 4,8x, 2 - *Azeca* sp., zv. 4x, 3 - *Fortuna clairi* Schlickum-Strauch, zv. 4,8x, 4 - *Clausiliidae ndet*, zv. 4,8x, 5 - *Anisus* sp., zv. 4,8x, 6 - *Tropidomphalus (Mesodontopsis) doderleini* (Brusina), zv. 1,6x, 7 - *Bithynia* sp. *(operculum)*, 8 - *Candona (Typhlocypris) roaixensis* Carbonel, 9 - *Candona (Pontoniella) loczyi* (Zalányi).

Pl. I. 1 - *Bathyomphalus moedlingensis* (Sauerzopf), magn. 4,8 times, 2 - *Azeca* sp., magn. 4 times, 3 - *Fortuna clairi* Schlickum-Strauch, magn. 4,8 times, 4 - *Clausiliidae ndet*, magn. 4,8 times, 5 - *Anisus* sp. magn. 4,8 times, 6 - *Tropidomphalus (Mesodontopsis) doderleini* (Brusina), magn. 1,6, 7 - *Bithynia* sp. *(operculum)*, 8 - *Candona (Typhlocypris) roaixensis* Carbonel, 9 - *Candona (Pontoniella) loczyi* (Zalányi).



Obr. 2. Schematický litologický profil sladkovodných sedimentov pozdĺž línie 1 - 1'. Vrchný panón: 1 - sladkovodný vápenec s klastickou prímesou a s „utopenými" obliakmi predterciérneho podložia, 2 - strednozrnný až hrubozrnný pieskovec až piesok, 3 - štrk, 4 - zelenosivý íl, 5 - biele vápnité sedimenty typu jazernej kriedy, 6 - sladkovodný vápenec. Mezozoikum: 7 - ?aniský vápenec, 8 - výskyty fauny: gastropóda, ostrakóda, 9 - miesta odberu vzoriek na petrografické štúdium, 10 - predpokladaný zlom.

Fig. 2. Schematic lithological section 1 - 1' of freshwater sediments. Upper Pannonian: 1 - freshwater limestones with clastic grains and "floating" pebbles of the pre-Tertiary basement, 2 - coarse- to middle-grained sandstones and sands, 3 - gravels, 4 - green-grayisch clays, 5 - white calcareous sediments of bod-lime type. Mesozoic: 7 - ?Anisian limestones, 8 - occurrences of gastropods and ostracodes, 9 - petrologic samples, 10 - supposed fault.

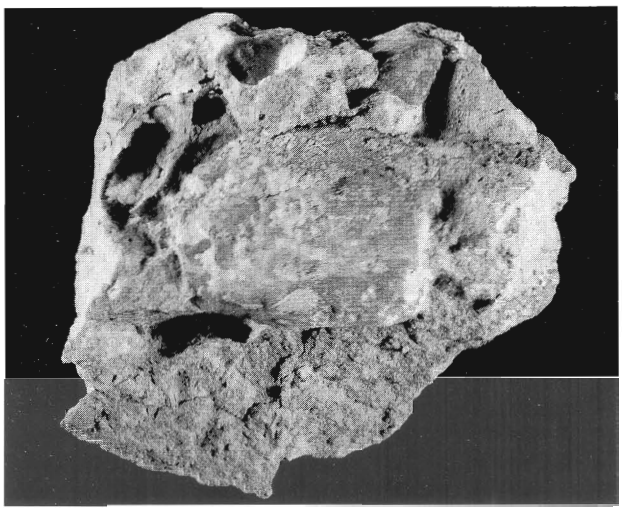
Opis a litológia

Študované vrchnopanónske sladkovodné sedimenty sa nachádzajú v záreze poľnej cesty na JV od obce Čeľadince na západných svahoch Tríbeča (obr. 1). Ide o denudačný zvyšok na styku telies mezozoického vápenca s neogénnou výplňou rišňovskej priehlbiny. Horniny sa zachovali vďaka väčšej odolnosti sladkovodného vápenca voči zvetrávaniu oproti štrkovo-piesčitým a ílovitým sedimentom neogénnej výplne.

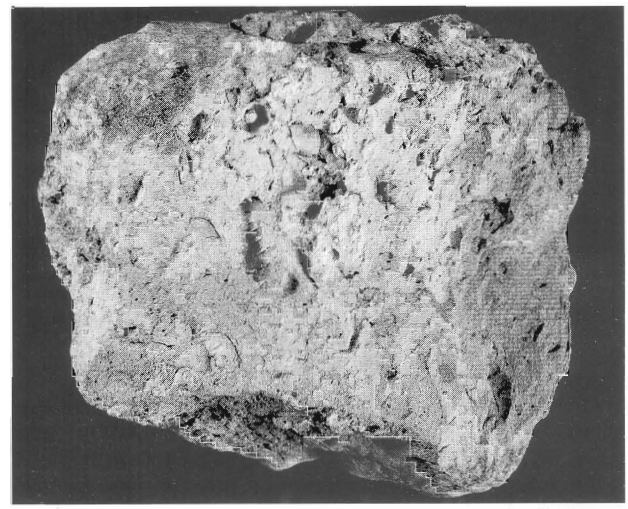
Pre hojné dažďové zrážky a občasné toky je v záreze poľnej cesty dobrá odkrytosť litotypov. Zhromaždené údaje nám umožnili skonštruovať schematický litologický profil (obr. 2). Pre kvartérny pokryv v spodnej časti profilu sa nám zistiť kontakt s podložím nepodarilo. Podľa poznatkov z územia na S od Čeľadiniec (Nagy a Fordinál in Ivanička et al., 1994) môžu podložie tvoriť ílovité a piesčité, prípadne hrubšie klastické sedimenty panónu, prirodzene, v tesnej blízkosti karbonátov predterciérneho podložia.

Prevažnú časť sedimentov predstavuje sladkovodný biely až do krémova sfarbený vápenec (tab. II, obr. 2), ktorý tvorí 2 až 6 m hrubé subhorizontálne polohy. Podľa petrografického rozboru ide o pelmikrity s ojedinelými zrnkami kremeňa veľkými do 2,25 mm. Sú v nich nepravidelné až oválne zhluky sparitu a oxidov Fe.

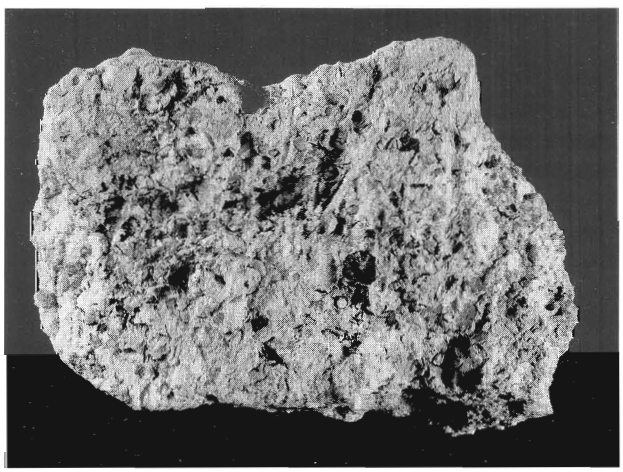
Sedimentáciu sladkovodného vápenca prerušujú vrstvy zelenosivého ílu, najmä v spodnej časti profilu. Dosahujú hrúbku až 3 m. V spodnej časti je aj 1,5 m hrubá vrstva drobnozrnného kremenného štrku s obliakmi do 2 cm v priemere. V strednej časti profilu sú polohy nespevnených, resp. slabo spevnených vápnitých sedimentov typu „jazernej kriedy". Najmä vo vyšších častiach vystupuje na povrch travertín s dobre viditeľnými prírastkovými vrstvičkami (tab. II, obr. 4). Sú v nich kruhové prierezy s priemerom 1,5 mm vyplnené sparitom, pôvodne pravdepodobne riasy, ako aj zrnečka oxidov Fe s ojedinelými zrnkami kremeňa veľkými do 2 mm. Mikroskopicky je viditeľná nálevková, resp. chuchvalcová štruktúra. Pôvodne aragonitové kryštalické vrstvičky rekryštalizovali pri diagenéze a zvetrávaní na kalcit. Vrstvy travertínu majú malú nepravidelnú hrúbku a do profilu sa nedali zaznačiť. Signalizujú občasný a viackrát sa opakujúci ústup vodného prostredia. Nad nimi je asi 2,5 m hrubá poloha hrubozrnného až strednozrnného vápnitého pieskovca s veľkosťou zŕn najčastejšie od 0,675 do 1,05 mm (tab. II, obr. 3). Obsahuje najviac kremeňa, ako prímes K živce, plagioklasy, mikroklíny, ako aj úlomky jemnozrnných metamorfovaných hornín. Objavili sa i úlomky a výplň schránok organizmov (gastropód). Tmel je karbonátový, mikritový. Na styku s kar-



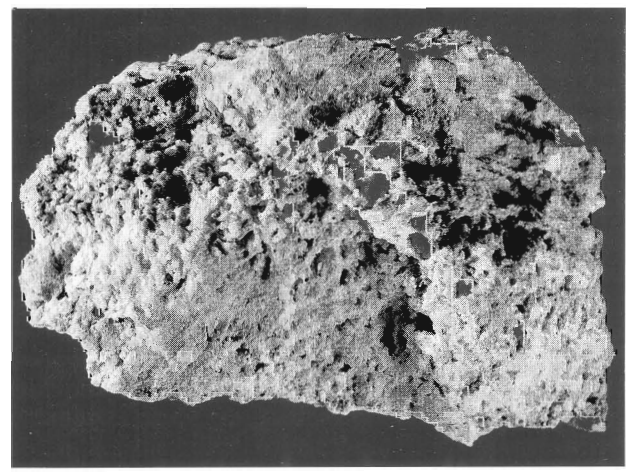
1



2



3



4

Tab. II. 1 - sladkovodný vápenec s klastickou prímesou a s „utopenými" obliakmi predterciérneho podložia, zv. 0,9x, 2 - sladkovodný vápenec, zv. 0,9x, 3 - strednozrnný až hrubozrnný pieskovec s jadrami gastropód, zv. 1,5x, 4 - travertín, zv. 0,9x.

Pl. II. 1 - Freshwater limestone with clastic grains and "floating" pebbles, magn. 0,9x, 2 - freshwater limestone, magn. 0,9x, 3 - middle- to coarse-grained sandstone with gastropod scats, magn. 1,5x, 4 - travertine, magn. 0,9x.

bonátmi triasového veku, predstavujúcimi karbonátové podložie, sú biele a do hrdzava sfarbené vápnité sedimenty, v ktorých sú „utopené" dobre opracované obliaky kremeňa a triasových karbonátov až do 3 cm priemeru (tab. II, obr. 1). Ide o biomikritový vápenec s klastickou prímesou, resp. až piesčitý vápenec sladkovodného pôvodu. Obsahuje úlomky glaukonitizovanej sľudy, zirkóny, K živce a zhluky oxidov Fe.

Možno konštatovať, že sa sladkovodné sedimenty usadzovali v plytkom pokojnom prostredí s dostatočným prínosom $CaCO_3$. Mohla to spôsobiť aktivizácia okrajového zlomu, ktorého zvýšenú aktivitu predpokladáme práve počas usadzovania sa opísaných sedimentov. Vedie nás k tomu aj fakt, že sa podľa doterajších výskumov tieto sedimenty sústredujú na zlomové pásmo západného ohraničenia Tríbeča. Mohli tak využívať pravdepodobne po zlome vystupujúce vápnité roztoky obohatené o rozpustené karbonáty z blízkeho predterciérneho podložia.

Fauna
(tab. I)

V bielom až krémovom sladkovodnom vápenci sa našla fauna suchozemských a sladkovodných gastropód vo forme jadier. Identifikovali sa nasledujúce taxóny:

- *suchozemské gastropóda: Carychium* sp., *Azeca* sp., *Abida* sp., *Discus* sp., *Aegopinella orbicularis* (Klein), *Fortuna clairi* Schlickum-Strauch, *Clausiliidae indet., Pseudoleacina eburnea* (Klein), *Leucochroopsis kleini* (Klein), *Tropidomphalus (Mesodontopsis) doderleini* (Brusina), *Helicigona wenzi* Soos, *Cepaea* sp., *Trichia* sp.;
- *sladkovodné gastropóda: Bathyomphalus moedlin-*

gensis (Sauerzopf), *Planorbis confusus* Soos, *Planorbis* sp., *Anisus* sp., *Lymnaea* sp.

V zelenosivom íle sa našli koreňové konkrécie, viečka gastropód rodu *Bithynia* a ostrakóda. Identifikovali sa nasledujúce druhy: *Candona (Typhlocypris) roaixensis* Carbonell, *C. (Pontoniella) loczyi* (Zalányi) a *Candona* sp.

Výskyt gastropód *Fortuna clairi* Schlickum-Strauch, *Tropidomphalus (Mesodontopsis) doderleini* (Brusina), *Helicigona wenzi* Soos, *Bathyomphalus moedlingensis* (Sauerzopf) a *Planorbis confusus* Soos poukazuje na vrchnopanónsky vek (zónu H) (Sauerzopf, 1953; Lueger, 1981) fosilonosných sedimentov. Aj zistené ostrakóda svedčia o vrchnopanónskom veku.

Fauna gastropód zo sladkovodného vápenca lokality Čeľadince je diverzifikovanejšia ako fauna lokality Široké neďaleko Turčianok (Ivanička et al., 1994; Fordinál a Nagy, v tlači), ale majú jeden spoločný znak. V rámci suchozemských gastropód v obidvoch spoločenstvách dominujú lesné druhy: *Aegopinella orbicularis* (Klein), *Pseudoleacina eburnea* (Klein), *Leucochroopsis kleini* (Klein), *Helicigona wenzi* (Soos). Z uvedeného vyplýva, že pobrežie sladkovodného jazera vo vrchnom panóne pokrýval les.

Záver

Štúdium gastropód zo sladkovodného vápenca na JV od Čeľadiniec poukázalo na ich vrchnopanónsky vek.

Podľa paleoekologických nárokov študovaných suchozemských gastropód možno konštatovať, že na pobreží vtedajšieho sladkovodného jazera bol les.

Výskyt sladkovodného vápenca s faunou gastropód pri Čeľadinciach je doteraz druhým podrobne spracovaným povrchovým výskytom vrchnopanónskych sedimentov s faunou v Západných Karpatoch.

Literatúra

Brestenská, E. & Priechodská, Z., 1969: Terciér pri okrajoch Tríbeča. *Manuskript - archív GS SR Bratislava.*

Fordinál, K. & Nagy, A., 1996: Fauna panónskych sladkovodných vápencov okolia Turčianok (západný okraj pohoria Tríbeč (v tlači).

Ivan, L., 1943: Výskyty travertínov na Slovensku. *Práce Št. geol. Úst., Soš., 9, 1 - 65.*

Ivanička, J., Polák, M., Pristaš, J., Határ, J., Greguš, J., Nagy, A., Vozár, J., Vozárová, A., Hók, J., Marcin, D., Brlay, A. & Fordinál, K., 1994: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 35-414 (Topoľčany). *Manuskript - archív GS SR Bratislava.*

Ivanička, J., Hók, J., Határ, J., Greguš, J., Polák, M., Nagy, A., Fordinál, K., Pristač, J. & Vozárová, A., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, listy 35-431 Preseľany (časť) a 35 432 Súľovce. *Manuskript - archív GS SR Bratislava.*

Lueger, J. P., 1981: Die Landschnecken im Pannon und Pont des Wiener Beckens. I. Systematik, II. Fundorte, Stratigraphie, Faunenprovinzen. *Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss., 120, 1 - 124.*

Sauerzopf, F., 1953: Die Planorbidae aus dem Pannon des Alpenostrandes. *Burgenländische Heimatblätter, 15, 2, 49 - 66.*

Schafarzik, F., 1900: Nyitramegyének ipari szempontból fontosabb közeteirol. *Magy. kir. földt. Intéz. Évi Jelent., 1898, 227 - 243.*

Winkler, B., 1865: Geologische Beschaffenheit des Tribecs-gebirges im Nordwestlich Ungarn. *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst., Verhandlungen, 15, 1, 9 - 10.*

Upper Pannonian freshwater sediments from the surroundings of Čeľadince (western margin of the Tríbeč Mts., Slovakia)

Denudation remnats of freshwater sediments occur at the western margin of the Tríbeč Mts. near the Čeľadince village. They are composed of freshwater limestones, and, in lesser amount, of loose calcareous sediments of bog-lime type, clays and sands (Fig. 2).

Rich terrestrial and freshwater gastropod fauna was found in the beige and white limestones.

Following ostracode fauna is present in green-grayish clays: *Candona (Typhlocypris) roaixensis* Carbonell, *C. (Pontoniella) loczyi* (Zalányi) and *Candona sp.*

Occurrence of the gastropod species *Fortuna clairi* Schlickum-Stauch, *Tropidomphalus (Mesodontopsis) doderleini* (Brusina), *Helicigona wenzi* Soos, *Bathyomphalus moedlingensis* (Sauerzopf) and *Planorbis confusus* Soos as well as ostracods point to the Upper Pannonian age (zone H) of the fossiliferous sediments (Sauerzopf, 1953; Lueger, 1981).

Gastropod fauna from the freshwater limestones on the described locality is more diversified than that from Široké not far from Turčianky (Ivanička et al., 1994; Fordinál and Nagy, in press). They have, however, a common feature, that the forest species prevail in the terrestrial gastropod assemblages.

GeOvestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia Slovaca, roč. 28, č. 4

Obsah

Horizontálna vrtná seizmológia 1
Informácie zo zahraničia 3
Kronika 5
Informácia 6

Horizontálna vrtná seizmológia

Nový nástroj na kvalitnejšie hodnotenie rezervoárov ropy

Trendy ropného prieskumu

V poslednom desaťročí sa ropný prieskum vo svete preorientúva z vyhľadávania nových zásob v hraničných oblastiach známych ropných polí na detailnejšie poznávanie už známych a ťažených polí. Zistilo sa, že tieto polia majú ešte dve tretiny nevyťaženej zásoby.

Zdokonaľovanie hodnotenia rezervoárov ropy je podmienené interdisciplinárnou spoluprácou technických pracovníkov s geovedcami. Práve nové geovedné objavy pomohli zdokonaliť metodiku poznávania rezervoárov ropy. Patrí medzi ne napr. rutinné používanie trojrozmerného seizmického zobrazovania, horizontálna vrtná tomografia, horizontálne vŕtanie a geoštatistické predpovede. Trojrozmerný seizmický prieskum umožňuje zobraziť celý objem rezervoára, hoci nie vo veľmi detailnej mierke, čo spôsobuje povaha seizmických vĺn. Na povrchový seizmický prieskum sa bežne používa vlnová dĺžka 20 - 100 m, a to v závislosti od rýchlosti seizmických vĺn a charakteru frekvenčných dát (jedno i druhé je funkciou hĺbky rezervoára). Karotážne meranie sa realizuje v detailnej mierke 0,3 - 1 m, čo sa vo všeobecnosti špecifikuje objemom okolitej horniny. Jerry Harris zo Stanfordskej univerzity zistil „medzeru medzi vlnovými dĺžkami" (vyskytuje sa medzi trojrozmernými seizmickými a karotážnymi záznamami) a dokázal, že tento nedostatok môže odstrániť horizontálna vrtná seizmológia.

Horizontálna vrtná seizmológia

Aplikáciu horizontálnej vrtnej seizmológie nelimituje hĺbka rezervoára alebo nízka frekvencia seizmických vĺn, resp. problémy súvisiace s rozlišovaním pri veľkých vlnových dĺžkach, aké bývajú pri záznamoch z povrchu. Najpoužívanejšia vlnová dĺžka pri vysokofrekvenčnej vrtnej seizmológii je 2 - 5 m a takto získané dáta poskytujú o priestore medzi vrtmi hodnotnú informáciu.

Koncepcia horizontálnej vrtnej seizmológie nie je úplne nová. Seizmický výskum medzi skupinou vrtov sa uskutočnil už začiatkom sedemdesiatych rokov, ale metodika sa pre nedokonalosť zdrojov seizmických vĺn a prijímačov v praxi neuplatnila.

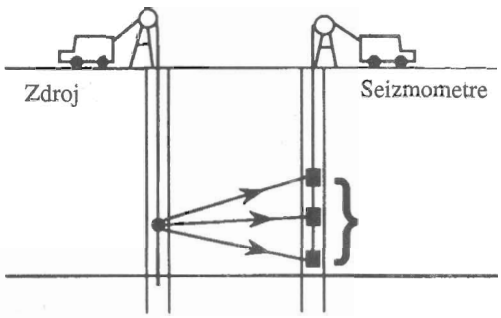
Metodika získavania údajov

Horizontálny vrtný tomografický prieskum využíva údaje zaznamenané prijímačmi v jednom vrte od skupiny zdrojov seizmického vlnenia v inom vrte. Zdroje a prijímače sú vo vrtoch umiestnené v rozostupe 3 m a vzdialenosť vrtov je spravidla 100 - 300 m. Seizmický zdroj sa skladá z dvoch zariadení so zdanlivo protichodným účinkom. Prvé poskytuje dostatočné množstvo seizmickej energie zaznamenateľnej vo vrte s prijímačmi a úlohou druhého zariadenia je vysielať vlnenie opačného účinku, ktoré má zabrániť poškodeniu existujúcich vrtov. Pri riešení problému deštrukcie vrtov sa použila patentovaná metóda Vibrosels.

Zdroje vlnenia sú vyrobené z piezoelektrického keramického materiálu, ktorý mení striedavé napätie na mechanické vibrácie a spravidla generuje seizmický signál pri frekvencii 400 - 2000 Hz. Seizmická energia má vlnovú dĺžku o jeden rád nižšiu, ako je dĺžka používaná pri povrchovom seizmickom prieskume.

Mnohokanálové prijímače umožňujú spracovať veľké množstvo seizmických dát z viacerých vrtov. Moderné prijímacie systémy obsahujú 7 - 20 hydrofónov a mnohokomponentové seizmografy v každom prijímacom poli.

Technologický pokrok v záznamovej technike umožňuje záznam 10 000 - 25 000 seizmických stôp v priebehu niekoľkých dní, čo je desaťnásobné zvýšenie výkonu za posledné desaťročie.



Obr. 1. Umiestnenie prístrojov v horizontálnej vrtnej seizmológii. Energia šíriaca sa zo zdroja v jednom vrte je zaznamenávaná prijímačmi v druhom.

Spracovanie seizmických dát - časová tomografia

Na základe seizmických dát z vrtov možno určiť seizmickú rýchlosť použitím časovo-migračnej tomografie, ktorá je analogická CAT skanovaniu v medicíne. Priestorom medzi vrtmi prenikajú seizmické vlny podobne ako telom pacienta röntgenové lúče. Našťastie pre geofyzikov horninové prostredie kompletne neobkolesujú zdroje žiarenia a prijímače. Cestu seizmických vĺn zobrazuje sústava ohnutých lúčov. Zakrivenie seizmických lúčov závisí od rýchlosti ich šírenia sa horninovým médiom podľa Snelliovho zákona. Z toho vyplýva, že problém časovomigračnej tomografie nie je lineárny a musí sa riešiť iteraktívnou cestou (sústavou postupných aproximácií).

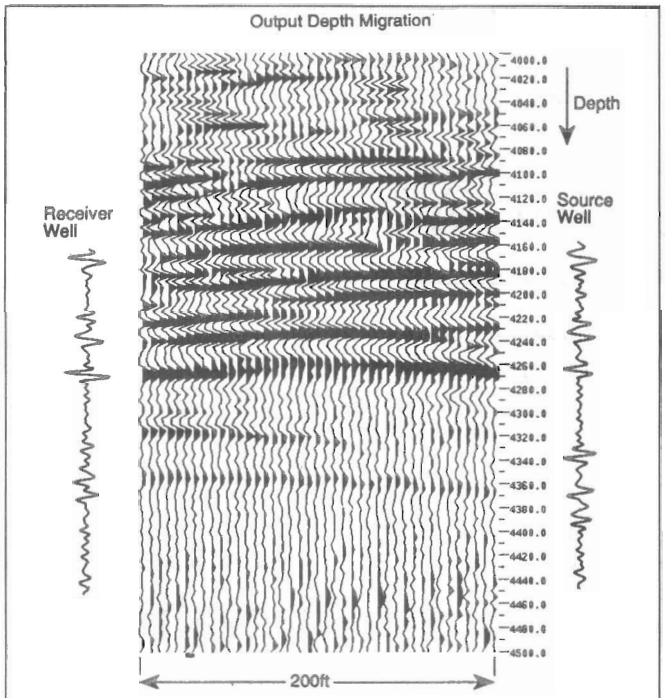
V seizmickej časovomigračnej tomografii rýchlosť média zobrazuje sústava rýchlostných buniek zvyčajne pravouhlých. Každá bunka vyjadruje charakteristické spomalenie alebo recipročnú rýchlosť. Časovú migráciu lúča sústavou takýchto buniek znázorňuje suma výsledkov vzťahu vzdialenosť - spomalenie buniek križovaných lúčom.

Zisťovanie rýchlosti seizmických vĺn sa využíva pri určovaní litológie. Rozličné horninové typy sa vyznačujú rôznou rýchlosťou a môže sa určovať aj pórovitosť. Všeobecne platí, že rýchlosť šírenia seizmických vĺn v horninách, ako je zlepenec a karbonáty, pri raste pórovitosti klesá.

Táto metodika sa používa aj pri monitoringu zmien rezervoára v súvislosti s postupujúcou ťažbou.

Zobrazovanie nameraných údajov

Jedným z problémov tomografie je, že skúmaná zóna rezervoára je často blízko dna vrtu, a tak sa seizmické lúče prekrývajú, čo sa dá čiastočne odstrániť použitím odrazených seizmických vĺn. Vlny šíriace sa od zdroja k prijímaču sa odrážajú od rozhraní hornín na hraniciach rezervoára. Zistilo sa, že takýto odraz je diagnosticky významnejší ako pri povrchovej metóde, lebo ide o vlnovú dĺžku o jeden rád nižšiu ako pri povrchovom výskume.



Obr. 2. Záznam horizontálnej vrtnej seizmológie pri vzdialenosti prieskumných vrtov 214 m.

Kombinácia horizontálnej vrtnej tomografie a reflexného zobrazovania sa osvedčuje najmä pri odstraňovaní „chýbajúcich vlnových dĺžok", ktoré vznikli pri trojrozmernom zobrazovaní počas povrchového prieskumu.

Prepojenie rezervoárov a šírenie seizmických vĺn pri horizontálnom vrtnom seizmickom prieskume

Vrstvy vyznačujúce sa nízkou rýchlosťou šírenia seizmických vĺn, ktoré sú vo vysokorýchlostnom prostredí, môžu vytvárať zóny prednostného postupu seizmických vĺn. Súvislé nízkorýchlostné zóny, často asociované s priestorom rezervoára vyznačujúcim sa vysokou pórovitosťou, sa môžu prejaviť vznikom kanálových vĺn vysokej amplitúdy. Bariéry v permeabilite a nespojité rezervoáre vo všeobecnosti bránia postupu kanálových vĺn.

Využitie metodiky pri modelovaní rezervoárov ropy

Seizmické tomogramy a zobrazovanie odrazenými vlnami sú prínosom pri zisťovaní geometrie horninových vrstiev a pórovitosti hornín medzi vrtmi. Význam metodiky je aj v možnosti zisťovať prepojenosť bazénov. Kontinuitu rezervoárov možno mapovať použitím kanálových vĺn. Opakované meranie v dlhšom časovom období je prospešné pri monitoringu zásoby suroviny počas ťažby.

Podľa článku Laurenca R. Linesa Cross-borehole Seismology z časopisu Geotimes 1/1995 spracoval zn

Ropa - obnoviteľný zdroj?

Vedci pripravujúci ťažobné projekty spoločnosti Penzoil a Amoco urobili v 80. rokoch vzrušujúci objav, že sa v niektorých ťažobných lokalitách na okraji oceánskeho šelfu - najmä v tých, ktoré sú v nadloží zón porušených zlomami - zásoba ropy pomaly, ale ustavične dopĺňa z hlbších zdrojov. Zástupcovia priemyslu túto správu, prirodzene, privítali, ale zároveň si položili otázku, ako rýchlo sa zásoba ropy dopĺňa v porovnaní s rýchlosťou jej čerpania.

Geochemička Jean K. Whelanová (Woods Hole Oceanographic Institution) s Chuckom Kenicuttom (Deet Schumacher of Penzoil) a s kolegami z geochemickej a environmentálnej skupiny (GERG) z texaskej A&M univerzity predložili dôkazy, že blok 330 Eugene Island (EI-330), v časti morského dna na okraji šelfu na JZ od New Orleansu v Mexickom zálive, sa môže opätovne naplniť ropou v priebehu niekoľkých rokov.

Whelanová a jej kolegovia (Global Basin Research Network) intenzívne študovali EI-330 od roku 1990 s cieľom charakterizovať podpovrchový tok fluid, vznik minerálov, ropy a plynu a hydrológiu tohto ťažobného miesta. Vie sa, že EI-330 vznikol v pleistocéne, avšak ropa ťažená z rezervoára mala geochemické vlastnosti poukazujúce skôr na jej jurský alebo spodnokriedový (nie pleistocénny alebo terciérny) vek. Zdá sa, že aj teraz migrujúca ropa, vzorkovaná roku 1993, pochádza zo starších a „horúcejších" súvrství ako ropa z roku 1990 a skoršieho obdobia.

Whelanovej koncepcia dynamickej migrácie ropy vyvolala v priemyselných kruhoch veľkú pozornosť. V súčasnosti už rad spoločností, okrem iného Chevron, Unocal, Amoco, ARCO, Texaco a Penzoil, aktívne hľadá organické a geochemické dôkazy o podobných procesoch na mnohých miestach sveta. Kým niektorí vedci z priemyslovej oblasti zaujali voči tejto teórii skeptický postoj, spoločnosti, ako je Shell alebo Exxon, sú podľa Whelanovej v stave „mohutných vnútorných diskusií" o tom, či staršia ropa migruje laterálne z priľahlých alebo aktívne vystupuje z hlbších rezervoárov.

Podľa súčasných údajov z organickej geochémie ponúka Whelanová takýto scenár migrácie ropy a plynu lokality EI-330:

- Ropa na Eugene Island pôvodne vznikla rozkladom jurských mikroorganizmov, rastlín a živočíchov v evaporitových sedimentoch a sedimentoch, na ktorých vzniku sa výrazne zúčastňovali morské riasy. Vzniknutá ropa bola odtiaľ vypudená a zachytená pod soľnými bariérami. Neskôr hlbšie pochovanie a zahriatie vtlačilo ropu hlboko do zemskej kôry. Pod enormným tlakom a teplotou presahujúcou 150 °C nastal rozklad na uhľovodíkové plyny, najmä metán.
- Metán je v hĺbke pod 3000 m „superkritickým fluidom" s vlastnosťami na hranici plynného a kvapalného stavu a môže obsahovať až 50 % rozpustenej ropy.
- V hĺbke okolo 2000 m sa ropa a plynná zložka oddeľujú, ale obidve migrujú smerom hore do plytšie uložených rezervoárov. Plyn pochádza z väčšej hĺbky, a preto je teplejší ako ropa.
- Molekulová hmotnosť ropy má na niektorých miestach veľké rozpätie - s ťažšími zložkami dominujúcimi v hĺbke a ľahšími v plytších zónach, čo naznačuje, že zlomy môžu z času na čas fungovať ako otvorené prívodné dráhy spájajúce nižšie a vyššie ležiace rezervoáre.

Vedci sa nazdávajú, že dynamické dopĺňanie rezervoárov môže byť bežné pozdĺž celého okraja šelfu v Mexickom zálive, ale aj na iných miestach sveta, ako je graben Viking v Severnom mori, Trimidad Basin v Karibskom mori, delta Mahakam v Indonézii a delta Nigeru v západnej Afrike. Na druhej strane je možné, že prieskum v týchto oblastiach bude treba robiť inak a azda bude nevyhnutné vyvinúť aj nové metódy odhadu zásoby.

Podľa Whelanovej by sa ďalší výskum v organickej geochémii mal zamerať na 1. zistenie rýchlosti mikrobiálneho rozkladu ropy v najplytších rezervoároch, kde priebežne preniká na povrch staršej, už rozloženej ropy, aby sa získala jasnejšia predstava o rýchlosti dopĺňania sa rezervoára, 2. pokračovanie v monitorovaní zmien zloženia ropy a plynu za istý čas na jednom mieste, ako je napríklad EI-330 a 3. pokračovanie v úsilí o regionálnu charakteristiku zloženia ropy a plynu, aby sa dalo zistiť vzájomné prepojenie rezervoárov a čas zapĺňania rezervoárov v susedných oblastiach.

Výskumy Whelanovej a jej kolegov prinášajú stále viac dôkazov o tom, že nedotknutá zásoba uhľovodíkov môže byť aj v hĺbke 8000 - 9000 m, ale aj hlbšie v zemskej kôre. V súčasnosti takáto hĺbka neumožňuje ich presné zhodnotenie a vysoké finančné náklady sú prekážkou ich navŕtania. Ale sú už nové seizmické techniky, ktoré pomáhajú bádateľom prenikať do kôry hlbšie ako kedykoľvek predtým. Pri využití novej technológie, ako aj techník, ktoré sa ešte len vyvíjajú, budú môcť geochemici čoskoro overiť správnosť Whelenovej hypotézy.

Podľa Geotimes 1/1996 spracoval M. G.

Nové teórie kontinentálneho driftu

Odhalenie prejavov fosílneho prúdenia v plášťovom stĺpe v Brazílii ešte viac rozprúdilo v geotektonickej komunite živú debatu o príčinách kontinentálneho driftu. Zdá sa, že vrchol tohto stĺpa, umiestený hlboko v zemskom plášti pod rozsiahlou bazaltovou provinciou Paraná v Brazílii, zostával po celé geologické obdobia vzhľadom na nadložný kontinent geograficky fixovaný napriek tisícom kilometrov pohybu juhoamerickej platne. Fakty naznačujú, že sa vrchný plášť pod Južnou Amerikou pohybuje ako jeden celok s juhoamerickou litosférickou platňou. Tieto zistenia publikoval geofyzik J. C. VanDecar a D. E. James z katedry zemského magnetizmu Carniegieho inštitútu vo Washingtone a Marcel Assumpca z Univerzity v Sao Paulo v novembri 1995 v časopise Nature.

Ich záver odporuje hlavnej téze klasickej teórie platňovej tektoniky, ktorá tvrdí, že pohyb litosférických platní vonkoncom nezávisí od toku vo vrchnom plášti priamo pod spodným okrajom platní. Naopak dôkazy, ktoré spomínaní vedci prinášajú, naznačujú, že vrchný plášť a nadložný kontinent Južnej Ameriky zostali od rozpadu superkontinentu Gondwana a otvorenia južnej časti Atlantického oceána približne pred 120 miliónmi rokov navzájom späté.

Aké hybné sily spôsobujú ustavičné zmeny konfigurácie kon-

tinentov, je dodnes jednou z nevyriešených geologických záhad. Teória plášťových stĺpov, ktorá sa objavila pred dvoma desaťročiami, sa dnes už široko akceptuje. Avšak vizualizácia mechanizmu výstupu hmôt zo zemskej hĺbky je doteraz technicky nedosiahnuteľná, a preto aj kontroverzia stále prežíva.

Niektorí vedci, napríklad D. Anderson z Kalifornského technologického inštitútu, pokladajú miesta horúcich škvŕn vyznačujúce sa masívnymi výlevmi lávy za zodpovedné za kontinentálny drift. Mnohí iní však veria, že sám pohyb tektonických platní je primárnou príčinou. Závery viacerých teórií sa v uplynulom roku objavili v niekoľkých medzinárodných časopisoch (Nature, Scientific American).

VanDecar a jeho spolupracovníci okrem iného tvrdia, že aj pohyby niektorých platní môžu byť späté, ba dokonca vyvolané priľahlým tokom vo vrchnom plášti. Takýto tok na veľkej ploche môže byť obzvlášť dôležitý pri veľkých kontinentálnych platniach, kde sa mechanizmy, ako je ťah subdukujúceho okraja alebo tlak z rozpínajúceho sa stredooceánskeho chrbta, zdajú byť nedostatočné na to, aby vyvolali pohyb platne.

Cieľom ich experimentu, ktorý bol súčasťou brazílskeho litosférického seizmického projektu z roku 1992, bolo zistiť trojrozmerné laterálne variácie v štruktúrach hlbších častí litosféry na štyroch miestach: v archaickom kratóne Sao Francisco, vo vrchnoproterozoickom mobilnom pásme Brasilia, v intrakratonickej panve Paraná a v pobrežnom strižnom pásme Ribiera.

V brazílskom experimente sa použili najmodernejšie širokopásmové seizmografické zariadenia. „Najneočakávanejším výsledkom bolo odhalenie najsilnejšej a najrobustnejšej anomálie v hĺbke približne 200 km vo vrchnom plášti, pričom išlo zhruba o valcovitú štruktúru," napísal vedecký tím. „Fakt, že toto pozoruhodné stĺpovité teleso siaha až do hĺbky 500 - 600 km a leží pod bazaltovou provinciou Paraná (vek okolo 130 miliónov rokov), nás vedie k názoru, že ide o 'fosílny' pozostatok prúdenia v spodných častiach vrchného plášťa, ktorý zásoboval vulkanizmus v oblasti Paraná."

Podľa Geotimes 2/1996 spracoval M. G.

Stúpanie magmy

V učebniciach geológie sa bežne možno stretnúť s takýmto obrázkom: roztavená magma vo forme guľovitých a slzovitých útvarov vystupuje z hĺbin Zeme na dno oceánov sériou prívodných dráh trúbkovitého tvaru, prípadne tvaru obráteného lievika, na stredooceánskych chrbtoch sa vylieva a tvorí novú kôru.

Túto teóriu veľa rokov vedci prijímali ako najpravdepodobnejší model vývoja a tvorby oceánskej kôry, ale nedávno skupina bádateľov z kalifornskej univerzity v Santa Cruz (UCSC) dospela k záveru, že spomenutá teória pravdepodobne nie je správna. Namiesto vzostupu sériou trúbkovitých prívodných dráh magma asi stúpa „špongiovitou" zónou. Typická vzorka horninového materiálu pod stredooceánskym chrbtom môže obsahovať len jednu až dve častice magmy na tisíc častíc nevytavenej horniny, čo je oveľa menej, ako predpokladal doteraz najrozšírenejší model roztahovania oceánskeho dna. Navyše sa zdá, že magma pri pohybe tenučkými kanálikmi „špongie" zostáva v chemickom kontakte s plášťovými horninami okolia. Iní vedci doteraz predpokladali, že len čo sa magma sformuje pod oceánskym dnom, začne rýchlo stúpať a viac už s okolitým plášťom nereaguje.

„Stredooceánske chrbty sú najväčším magmatickým systémom planéty," tvrdí profesor Quentin Williams z univerzity v Santa Cruz. „Chemické zloženie toho, čo sa dostáva na povrch, naznačuje, že magma skôr presakuje smerom hore, ako by prúdila prívodnými dráhami, takže celý veľký objem plášťa v daných miestach môže obsahovať veľmi málo taveniny. Predchádzajúce názory na to, ako tieto systémy pracujú, sa ukazujú ako nepresné."

Výskumný tím pod vedením postgraduálneho študenta Craiga Lundstroma, tvoril ešte geochemik James Gill z UCSC a prof. Williams. Správu o výsledkoch publikovali v decembrovom čísle časopisu Science roku 1995.

Skupina analyzovala horninové vzorky, ktoré pozdĺž tichooceánskeho sz. pobrežia zozbierala posádka výskumnej ponorky Alvin. Horniny sa dostali na povrch iba nedávno v chrbte Juan de Fuca, kde sa oceánska kôra tvorí rýchlosťou niekoľkých cm za rok. Proces prebieha takto: magma sa začína taviť pod pevnými horninami plášťa v asi stokilometrovej hĺbke. Keď tento ľahší materiál vystúpi asi do hĺbky 25 km pod stredooceánskym chrbtom, stráca chemický kontakt s okolím, až kým sa nedostane do magmatického rezervoára (zdroja budúcich erupcií). Po erupcii bazalt stuhne, vytvára nové časti oceánskej kôry a tá sa pomaly presúva smerom od chrbta na hrubšej vrstve plášťa. Juan de Fuca je menšou časťou siete oceánskych chrbtov obopínajúcich zemeguľu. V dĺžke okolo 60 000 km po celom povrchu planéty chrbty vyprodukujú až 80 % všetkého magmatického materiálu, ktorý sa každoročne dostáva na zemský povrch.

Lundstrom a jeho kolegovia zvolili relatívne nový prístup na overenie tradičného modelu tvorby oceánskej kôry. Ako geochemický indikátor použili rádioaktívny rozpad U, ktorý je jedným z ťažkých prvkov v bazalte. Počas jeho premeny vzniká Pa, Th a Ra a tie opäť vytvárajú sériu rodičovských a dcérskych izotopov s dobre známym polčasom rozpadu. Pomer týchto izotopov potom poskytuje neoceniteľné informácie o chemických a fyzikálnych pohyboch magmy.

Všetky tri sledované prvky naznačili, že bazalt počas stúpania zostáva v konštantnej chemickej rovnováhe s pevným plášťom, iba v poslednom možnom momemte, keď sa tavenina oddeľuje od zvyšku plášťa a vstupuje do magmatického rezervoára, získava unikátne chemické znaky. To naznačuje, že tavenina pri pohybe presakuje trhlinkami podobne, ako sa podzemná voda pohybuje pórovitou horninou.

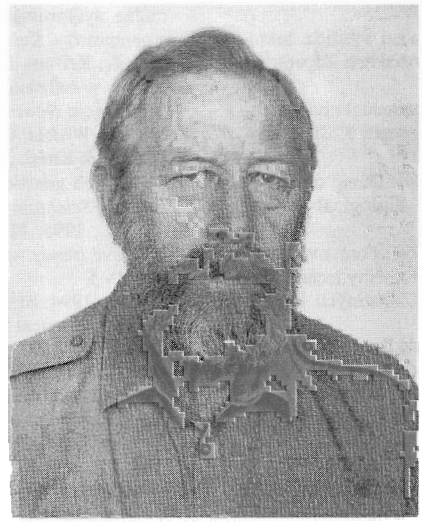
„Množstvo taveniny v ktoromkoľvek mieste pod stredooceánskym chrbtom je dosť malé," hovorí Lundstrom. „Aj tak sa však môže pohybovať značnou rýchlosťou." Nový model predpokladá, že magma perkoluje medzi minerálnymi zrnami rýchlosťou niekoľko m za rok. Súčasne sa však aj pevný plášť v okolí pohybuje smerom hore k osi chrbta rýchlosťou okolo päť cm za rok. Ako hovorí prof. Williams: „Je to ako rýchly dopravníkový pás na pomalom."

Podľa Geotimes 4/1996 spracoval M.G.

RNDr. Ivan Križáni šesťdesiatročný

V septembri tohto roku sa v plnom zdraví a s nezdolným životným optimizmom dožíva šesťdesiatin RNDr. Ivan Križáni.

Narodil sa 29. septembra 1936 v Kalinove pri Lučenci v robotníckej rodine. Základné vzdelanie získal v rodnej obci. Po maturite na Priemyselnej škole baníckej v Banskej Štiavnici sa roku 1955 prihlásil na Banícku fakultu SVŠT v Košiciach. Roku 1957 štúdium prerušil a vykonal základnú vojenskú službu. V rokoch 1960 až 1961 dočasne pracoval ako vŕtač v stredisku ťažby a geologického prieskumu kalinovského závodu Slovenských magnezitových závodov Košice. V júli 1963 sa oženil. Z manželstva pochádza syn Aurel, narodený roku 1976 v Košiciach.



V auguste 1961 ho zamestnávateľ ako podnikového štipendistu vyslal študovať geológiu na Prírodovedeckú fakultu Univerzity Komenského v Bratislave. Po štúdiách sa vrátil k pôvodnému zamestnávateľovi a pracoval tam až do konca roku 1967. Od januára 1968 do 30. júna 1986 pracoval v košickom stredisku GSP, n. p., Geologického prieskumu Spišská Nová Ves. Tu postupne vykonával funkciu geológa, vedúceho geologickej skupiny pre flyš, odborného geológa a od roku 1981 vedúceho vysunutého pracoviska Geologického prieskumu vo Vranove nad Topľou. Začas pracoval aj v SZOPK.

Od roku 1986 je zamestnancom Geologického ústavu Slovenskej akadémie vied v Bratislave. Pôsobí na pracovisku v Banskej Bystrici ako vedeckotechnický pracovník. Venuje sa výskumu stopových a vzácnych prvkov v rudách a horninách, vývoju geochemických procesov v depóniách odpadových produktov baníctva a ich vplyvu na krajinu. Od roku 1994 je členom Slovenskej asociácie ložiskových geológov (SALG).

Systematická práca spojená s citom pre potreby praxe ho viedla od ložiskovej geológie a šlichovej prospekcie k aplikovanej mineralógii a technologickej problematike. V ostatných rokoch sa stále výraznejšie presadzuje v štúdiu pálčivých otázok ekológie. S obdivuhodnou ľahkosťou kráča nevyšľapanými chodníčkami environmentálnej geológie a najradšej sa pohybuje na rozhraní rozličných vedných oborov: predovšetkým geológie s fyzikou, chémiou a biológiou. Takáto orientácia výskumu si vyžaduje nielen dostatočnú vedeckú erudovanosť, ale aj schopnosť organizovať tímovú prácu a talent nadväzovať nové kontakty.

Svoje poznatky a skúsenosti jubilant zúročil v početných publikáciách a s neutíchajúcim zaujatím ich prezentoval na medzinárodných konferenciách a seminároch lokálneho aj celoštátneho významu.

Pri významnom životnom jubileu želáme nášmu kolegovi RNDr. Ivanovi Križánimu veľa zdravia a chuti do života, prajeme mu, aby nestrácal svoj nákazlivý pracovný elán a mimoriadnu duchovnú invenciu, ktorou nás vždy nanovo prekvapoval a inšpiroval. Zároveň mu želáme mnoho radosti a spokojnosti aj v osobnom živote.

P. Andráš

Zoznam vedeckých prác

Kraus, I. & Križáni, I., 1966: Sledovanie usporiadanosti kaolinitu v poltárskych íloch pomocou DTA. *Zbor. z konferencie o DTA a jej využití v silikátoch. Bratislava, 144 - 149.*

Kraus, I., Gerthofferová, E. & Križáni, I., 1966: The occurrence of Halloysite in Deposits of the Poltár Formation. *Geol. Sbor. XVIII., 1, 117 - 130.*

Križáni, I., 1967: Adaptation of Imbibometry for preliminary investigation of Pelites from Ipeľ valley. *Zbor. 4-th Conf. on Clay Mineralogy and Petrology, Praha, 91 - 106.*

Slávik, J., Kaličiak, M., Križáni, I. & Tözsér, J., 1975: Metalogenéza a nerastné suroviny východoslovenského terciéru. *Sbor. Hornická Příbram - Geologie nerost. sur., 67 - 89.*

Križáni, I., 1974: Šlichová prospekcia vo flyši a neovulkanitoch východného Slovenska. *Geol. Práce., 8, 230 - 235.*

Slávik, J., Bacsó, Z., Križáni, I., Tözsér, J. & Kaličiak, M., 1974: Epigenetické zrudnenie východoslovenských neovulkanitov. *In: Materiály z III. celoslovenskej geol. konf., sekcia Nerastné suroviny: SGÚ Bratislava, 215 - 221.*

Križáni, I., 1977: Predbežné výsledky šlichovej prospekcie vo flyši a neovulkanitoch východného Slovenska. *Mineralia Slov., 9, 234.*

Križáni, I., 1977: Metalogenetická interpretácia výsledkov šlichovania východoslovenského úseku západokarpatského flyša. *In: Zbor. Ložiskotvorné procesy Západ. Karpát, Bratislava, 237 - 246.*

Ďuďa, R. & Križáni, I., 1979: Dawsonit - sprievodný minerál ortuťovej mineralizácie na východnom Slovensku. *Mineralia Slov., 11, 79 - 86.*

Ďuďa, R., Kaličiak, M., Križáni, I. & Tözsér, J., 1981: Genetické a formačné typy ortuťovej mineralizácie východného Slovenska. *In: Zbor. Geologická stavba a nerastné suroviny hraničnej zóny Západných a Východných Karpát. Geol. prieskum, Košice, 101 - 112.*

Križáni, I. & Kovářová, A., 1982: Rádioaktivita ťažkej frakcie recentných rozsypov vo flyši východného Slovenska. *Mineralia Slov., 14, 355 - 364.*

Križáni, I., Ďuďa, R. & Mrázek, Z., 1982: Moissanit z rozsypov východoslovenského flyšu. *Mineralia Slov., 14, 371 - 374.*

Križáni, I., 1985: Výsledky šlichovania vo východoslovenskom kraji a možnosti ich využitia. *In: Zbor. Akcesorické minerály a ich význam, Košice, 127 - 165.*

Križáni, I., 1987: Zlato vo flyši a neovulkanitoch východného Slovenska. *In: Zbor. Zlato v Západ. Karpatoch, jeho metalogenéza, geochémia a mineralógia, ložiská. GÚDŠ Bratislava, 139 - 145.*

Košťálik, J., Križáni, I. & Šteffek, J., 1988: Lokalita Petkovce - charakteristika, vývoj, ochrana. *In: XI. východoslovenský TOP, zbor. odborných výsledkov. Prešov - Vranov nad Topľou, 180 - 189.*

Križáni, I., 1989: Možnosti využitia výsledkov regionálnej šlichovej prospekcie v iných geovedných disciplínach. *In: Geochémia geologických procesov a životného prostredia. Zbor. ref. z II. celoštátnej konferencie. GÚDŠ Bratislava, 127 - 131.*

Križáni, I. & Háber, M., 1989: Príspevok výskumov oddelenia nerastných surovín GÚ CGV SAV k racionálnejšiemu využitiu nerastných surovín Slovenska. *In: Zbor. z konf. Teoretické problémy a praktické poznatky výskumu, prieskumu a exploatácie nerastných surovín Západ. Karpát. Herľany, ČSVTS pri Ban. fak. VŠT Košice, 85 - 87.*

Andráš, P., Hrnčárová, M. & Križáni, I., 1991: K problému distribúcie gália a germánia na polymetalickom ložisku Banská Štiavnica. *Rudy, 5 - 6, 39, 103 - 105.*

Soták, J., Križáni, I. & Spišiak, J., 1991: Stratigrafická pozícia a sedimentológia merníckych zlepencov. *Geol. Práce, Spr., 92, 53 - 69.*

Andráš, P., Križáni, I. & Ragan, M., 1993: Mineralogické aspekty spracovania zlatonosných rúd na ložisku Pezinok - Kátlarský vrch. *Uhlí - rudy, 41, 2, 48 - 51.*

Križáni, I., Troppová, D. & Švehla, Š., 1993: Prekoná ultrazvuk technologické bariéry úpravníctva? *Mineralia Slov., 25, 61 - 66.*

Kušnierová, M., Andráš, P. & Križáni, I., 1994: The influence of the chemical composition and the crystal structure of arsenopyrite and pyrite on the processes of bacterial oxidation. *Mineralia Slov., 26, 272 - 276.*

Košťálik, J., Križáni, I. & Šteffek, J., 1994: Genéza a chronostratigrafia spraší v doline strednej Tople. *Mineralia Slov., 26, 277 - 284.*

Andráš, P., Križáni, I. & Kušnierová, M., 1994: Možnosti využitia bakteriálneho lúhovania zlata z Fe-sulfidických rúd na ložiskách Západných Karpát. *Uhlí-Rudy-Geol. Průzk., 12, 465 - 470.*

Andráš, P., Kušnierová, M. & Križáni, I., 1994: Environmental consequences of gold state in sulphide ores from Pezinok deposit. *Košice, Biohydrometalurgy III., Abstracts, 5 - 6.*

Križáni, I., Kušnierová, M., Andráš, P. & Jeleň, S., 1994: Dump on Šobov hill (Banská Štiavnica) - spontaneous geological - biological reactor. *Košice, Biohydrometalurgy III., Abstracts, 8 - 9.*

Andráš, P., Kušnierová, M., Križáni, I. & Ragan, M., 1994: Forma vysrupovania zlata v sulfidických rudách a enviromentálne problémy technológie ich biochemického lúhovania na As-Au ložiskách Západných Karpát. *Košice, Biohydrometalurgy III., 14 - 18a.*

Križáni, I., Kušnierová, M., Andráš, P. & Jeleň, S., 1994: Šobovská halda - spontánny geobioreaktor. *Košice, Biohydrometalurgy III., 50 - 55.*

Bobok, L., Križáni, I. & Fedorzyszyn, A., 1994: Úvahy o využiteľnosti odparov pre prípravu formovacích zmesí. *Košice, Medzinárodná vedecká konferencia k 35. výročiu založenia Katedry metalurgie železa a zlievárenstva Hutníckej fakulty Technickej univerzity v Košiciach, 373 - 375.*

Križáni, I., Števula, L., Puškelová, Ľ. & Holický, I., 1995: Zhodnotenie ilitických a pyrofilitických zložiek baníckych háld. *In: Kersil, 95. Smolenice, 90 - 93.*

Križáni, I., Háber, M. & Jeleň, S., 1995: Genetický a technologický význam štúdia štruktúry zlatiniek. *In: Štruktúry a textury minerálu. Banský Studenec, Banská Štiavnica, 32 - 34.*

Križáni, I., Števula, L., Puškelová, Ľ. & Holický, I., 1995: Utilization of the Wastes from mining industry. *In: Technika ochrany prostredia TOP 95. Bratislava, Slovenská technická univerzita, 149 - 151.*

Križáni, I., Háber, M. & Jeleň, S., 1995: Dependence of the physical properties of gold particles on thier chemical composition. *In: Procedings of the 9th Symposium on metalography. Tatranská Lomnica - Stará Lesná, Technical University of Košice, Department of Material Science, 79 - 83.*

Križáni, I. & Števula, L., 1995: Využiteľnosť odkalísk na výrobu hydrotermálne vytvarovaných stavív. *In: Úpravnícke technológie - súčasnosť a perspektívy. Košice, BERG fakulta Technickej univerzity, 213 - 222.*

Bobok, L., Križáni, I. & Fedoryszym, A., 1995: Ocena możliwości wykorzystam w odlewnietwie z wyrobisk poflotacijnych. *In: Medzinarodówa konferencja Nowoczesne technologie odlewmeze - Ochrona środowiska. Krakow, Wydziat Odlewnictwa Akademii Górniczo-Hotniczej, 224 - 226.*

Križáni, I. & Knésl, J., 1995: Zdroje drahokovových rúd v Západných Karpatoch, ich genetická a technologická klasifikácia. *In: Procedings International Scientific Conference, precious metals. Košice, Emilena, 6 - 14.*

Križáni, I., 1995: Možnosti využitia odpadov baníctva na výrobu stavív. *In: Nové trendy v úpravníctví. Ostrava - Poruba, VŠB Technické university, 1 - 5.*

Križáni, I., 1994: Effects of hig-duty ultrasonics in mineralurgy. Theoretical and technological problems of the physical processing of raw materials. *Košice, 199 - 205.*

Andráš, P., Križáni, I. & Kušnierová, M., 1994: Forma vystupovania zlata v sulfidických rudách a problém technológie ich biochemického lúhovania. *Enviroment and mineral processing, Part II, Mineral processing, Ostrava, 320 - 326.*

Križáni, I., Jeleň, S. & Háber, M., 1994: Rezistentné a sekundárne minerály historických depónií v štiavnickom rudnom poli - environmentálne a technologické aspekty. *In: Mineralogie, geochemie a životní prostředí. Ostrava-Poruba, Audit VT, spol. s r. o., Ústí n. Labem, 99 - 100.*

Križáni, I., Jeleň, S., Andráš, P. & Kušnierová, M. (Eds.), 1994: Spontánne biooxidačné procesy v haldách a ich odraz v krajine. *Mineral Resources, Environment and Health Frýdek-Místek, 183 - 188.*

Andráš, P., Kušnierová, M. & Križáni, I., 1995: Effect of auriferous sulphide minerals structure in Pezinok deposit and comparison on their bacterial weathering. *In: Precious Metals, zbor. prednášok, Košice, 258 - 262.*

Kolokvium Metódy štúdia štruktúry látok aj v počítačovej sieti Internet

(Staré Hámry, 24. - 28. jún 1996)

Pri príležitosti 50. výročia obnovenia Univerzity Palackého v Olomouci (založená roku 1573) zorganizovala Česká a Slovenská kryštalografická spoločnosť za spolúčasti ďalších organizácií kolokvium na tému Metódy štúdia štruktúry látok v chémii, biológii, fyzike, mineralógii, technológii a v materiálovom výskume aj na demonštrácii vybavenia kryštalografických laboratórií. Ako každý rok aj teraz sa časť referátov dotýkala i štúdia geologického materiálu.

V správe z kolokvia referujeme o dnes už nie nezvyčajnej propagácii celej akcie a o jej priebehu v Internete. Tak na URL adrese

http://sun2.fzu.cz/xray/csca/kol/kolok96.html

sa bolo možno oboznámiť s prípravou akcie vrátane prijatia i zaslania prihlášky, ako aj prezerať zoznam prihlásených účastníkov. K uvedenej adrese boli informácie a odkazy na stránkach http participujúcich národných kryštalografických spoločností, a to ako slovenskej

http://www.savba.sk/sav/cryst/cry.html

tak aj českej:

http://sun2.fzu.cz.

A keďže sú obidve prostredníctvom Internetu napojené na celosvetovú sieť, informovanosť o kolokviu aj na ostatných kryštalografických serveroch sa stala samozrejmosťou.

Organizačný a programový výbor tu na stránkach html ďalej uvádzal tieto informácie: program kolokvia, harmonogram vývesiek (posterov), pokyny pre autorov a iné dôležité oznamy, a to aj na osobitných dokumentoch v češtine:

http://sun2.fzu.cz/xray/csca/kol/cpokyny.html

a v angličtine:

http://sun2.fzu.cz/xray/csca/kol/ekolok96.html

Materiály zaslané do stanoveného termínu publikoval časopis Materials Structure, ktorý kryštalografická spoločnosť vydáva. Časopis dostal každý účastník kolokvia a posiela sa aj všetkým členom spoločnosti. S abstraktmi prednášok, referátov a posterov kolokvia, ale aj z predchádzajúcich akcií sa možno zoznámiť pohodlne na URL adrese:

http://sun2.fzu.cz/xray/bul

lebo časopis vychádza nie iba tlačou, ale aj v elektronických médiách v sieti Internet.

A pretože aj Internet je iba spôsob komunikácie medzi ľuďmi a ostatné je len technológia, na záver sa žiada uviesť, že na perfektnom zverejnení činnosti a práce kryštalografických spoločností prostredníctvom stránok html v Internete má zásluhu Radomír Kužel, na ktorého sa dalo v priebehu akcie (ale aj teraz) obrátiť rozličnými otázkami, pripomienkami, návrhmi a pod. na jeho e-mailovej adrese:

kuzel@karlov.mff.cuni.cz

J. Stankovič

Inštrukcie pre autorov

Všeobecne

1. Rukopis v dvoch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia Slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Ak je možnosť, pošlite text článku na diskete 3,5", spracovaný v editore T602 (WinText602, Ami Pro, MS Word, WordPerfect; PC) alebo MS Word, QuarkXPress (Mac) v norme Kamenických alebo Latin2. S disketou zašlite aj jeden výtlačok textu na papieri.
3. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
4. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom resumé je v slovenčine).
5. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko.

Text

1. Úprava textu včítane zoznamu literatúry prispôsobte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovač 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 - hierarchicky najvyšší, 2 - nižší, 3 - najnižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr. (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou ... podľa Dubčáka (1987). Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obťahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčkou od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne vlnovkou.
13. K článku je treba pripojiť kľúčové slová.
14. Abstrakt, resumé, vysvetlivky k obrázkom a názvy tabuliek predloží autor redakcii aj v angličtine.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 348 x 210 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 x 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vybúrať.
   V prípade, že ide o počítačovo vytvorené ilustrácie, prosíme o ich zaslanie na diskete 3,5" vo formáte CorelDraw (PC), Adobe Illustrator (PC, Mac) alebo Aldus FreeHand (Mac).
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (zvyčajne o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formu, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby po zmenšení najmenšie písmená boli 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar.
4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr.: fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier.
7. Fotografie musia byť ostré, čiernobiele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípkou doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píšu strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, keďa pri korektúre ich už nemožno opravovať a dopĺňať.
13. Farebné ilustrácie sú vítané, ale náklady na ich tlač hradí autor.

Tabuľky

1. Tabuľky sa píšu na osobitný list. Rozsah a vnútornú úpravu tabuliek zvoľte tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoraďujte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise).
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa v abecednom poradí uvádza iba literatúra citovaná v danom článku. Citácia označená „v tlači" sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom „v prípade", „zadané do tlače" sú nepluohodnotné a nemajú sa používať ani v texte. Citácia „osobná informácia" sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Používať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:
   Kniha
   Gazda, L. & Čech, M., 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155.
   Časopis
   Vrba, P., 1989: Smižné zóny v komplexoch metapelitov. Mineralia Slov., 21, 135 - 142.
   Zborník
   Návesný, D., 1987: Vysokodrasatné rýolity. In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203 - 215.
   Manuskript
   Radvanský, F., Slavka, B., Viktor, J. & Smka, T., 1985: Žilné ložiská jedľovského príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGP-geofyzika. Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves, 28.
3. Pri článku viac ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názov, údaje a pod. mého autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in Kuška, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kuška, J., 1975.