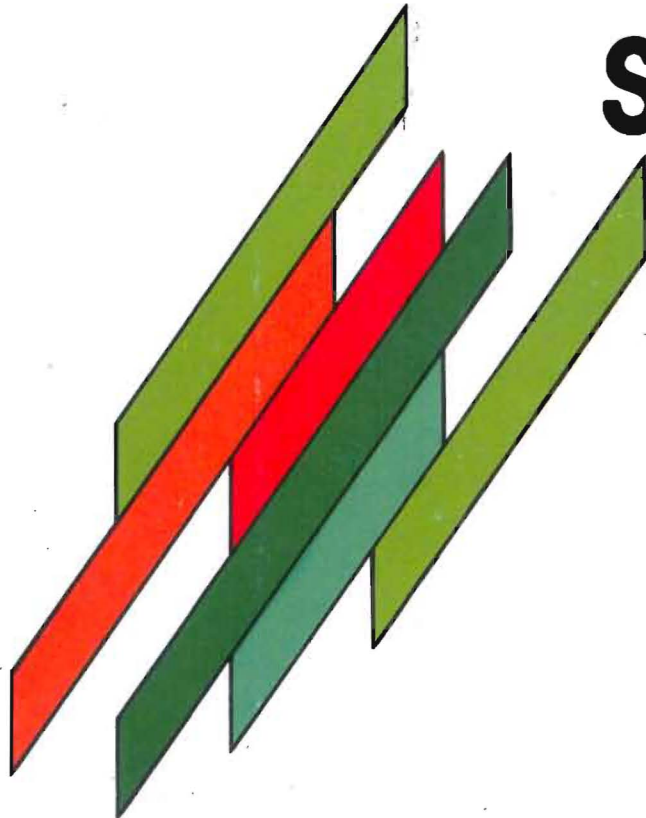

3 / 21 / 1989

Mineralia slovaca



MINERALIA SLOVACA

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

Vydáva Združenie Mineralia slovaca:

Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves; Geofond Bratislava; Geofyzika, š. p., Brno; Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava; Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, š. p., Žilina; Štátny podnik Naftový a plynárenský priemysel, koncern Bratislava, Rudné bane Banská Bystrica; Slovenská geologická spoločnosť Bratislava; Slovenský geologický úrad Bratislava; Slovenské magnezitové závody, š. p., Košice; Železorudné bane Spišská Nová Ves

Published by Mineralia slovaca corporation:

REDAKTORI — EDITORS

Vedúci redaktor — Chief editor

Ing. Ján Bartalský, CSc.

Geologický prieskum
052 40 Spišská Nová Ves

Vedecký redaktor—Scientific editor

RNDr. Pavol Grecula, DrSc.

Geologický prieskum
Garbanova 1, 040 11 Košice

Redakcia — Office

Geoprieskum—Mineralia slovaca

p. p. 13, Garbanova 1
040 11 Košice, CSSR

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

Predseda redakčnej rady — Chairman of Editorial board

Ing. Ján Kuráž, CSc.

Slovenský geologický úrad
Bukureštská 4, 817 62 Bratislava

akademik Bohuslav Cambel
Geologický ústav SAV, Bratislava

RNDr. Karol Együd
Geologický prieskum, Spišská Nová Ves

RNDr. Miroslav Harman, CSc.
Geologický ústav SAV, Bratislava

RNDr. Daniel Jadroň
Inžinierskogeologický a hydrogeologický
prieskum, Žilina

Ing. Marián Jančura, CSc.
Železorudné bane Spišská Nová Ves

prof. Jakub Kamenický, DrSc.
Súťažná 13, Bratislava

Ing. Jozef Karch
Slovenské magnezitové závody, Košice

akademik Michal Maheľ
Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
prof. Ing. Milan Matula, DrSc.
Katedra inžinierskej geológie PF UK, Bra-
tislava

Ing. Jozef Michalenko
Rudné bane, Banská Bystrica

RNDr. Dušan Obernauer, CSc.
Geofyzika, závod Bratislava

Ing. Ivan Pagáč, CSc.
Naftový a plynárenský priemysel, Bratislava

RNDr. Miroslav Račický, CSc.
Slovenský geologický úrad, Bratislava

Ing. Rudolf Rudinec, CSc.
Moravské naftové doly, Michalovce

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.
Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

RNDr. Miroslav Slavkay, CSc.
Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

RNDr. Pavol Tkáčik
Inžinierskogeologický a hydrogeologický prie-
skum, Žilina

Ing. Milan Ťapák, CSc.
Geofond, Bratislava

prof. RNDr. Cyril Varček, CSc.
Katedra ložiskovej geológie PF UK, Bratislava

RNDr. Imrich Varga
Geologický prieskum, Košice

REDAKCIA — EDITORIAL STAFF

Technická redakcia
Mária Greculová

Jazyková redakcia
Magdaléna Čikovská

Administrácia
Mária Dryjová

Časopis Mineralia slovaca uverejňuje dosiaľ nepublikované originálne články, súhrnné referáty, recenzie, diskusie a krátke správy z regionálnej, ložiskovej, inžinierskej geológie, hydrogeológie a geofyziky. Príležitostne publikuje aj tematicky zameraný súbor článkov.

Podmienkou pre uverejnenie článku je, že článok nie je súčasne zaslaný inému časopisu.

Zaslaním rukopisu do redakcie autor vyjadruje súhlas (za predpokladu, že článok bude uverejnený), že copyright preberá vydavateľstvo Alfa. Žiadna časť publikácie sa nesmie reprodukovat' bez písomného súhlasu vydavateľstva Alfa.

The Journal Mineralia slovaca publishes up to now unpublished original papers, general reports, book reviews, discussions and short news on regional, economic and engineering geology and hydrogeology. The journal occasionally publishes also thematic selections of papers. The condition for publication of the paper is that it has not been contemporaneously submitted to other journal. By submitting the paper to the Editor the Autor expresses his agreement that in the case of publication the copyright is taken by the Alfa publishing company. No part of publication should be reproduced without written permission of the Alfa publishing company. Manuscripts should be mailed to the scientific Editor.

Časopis vychádza šesťkrát ročne. Vydáva Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves vo Vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry Alfa, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava.

Tlačia Východoslovenské tlačiarne, z. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky vybavuje redakcia. Cena jednotlivého čísla Kčs 15.—, ročné predplatné Kčs 90.—.

The Mineralia slovaca is published six times a year. Subscriptions and correspondence concerning advertisements can be sent to SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava. The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor: Mineralia slovaca, P. O. Box 13, 040 11 Košice, Czechoslovakia.

Relikty vysokostupňových metamorfritov v tatroveporickom kryštaliniku Západných Karpát

DUŠAN HOVORKA¹, ŠTEFAN MÉRES²

¹GÚ PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

²Katedra geochémie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 8. 9. 1988)

Relics of high-grade metamorphics in Tatroveporic crystalline of the West Carpathians

Relics of high-grade metamorphic rocks of probably Proterozoic age occur in the Central West Carpathian crystalline. Their Variscan diaphorites are represented on the recent erosion level by garnet-pyroxene amphibolite, garnet amphibolite, migmatite to anatectite and various gneisses. The rocks differ from similar Variscan metamorphics by higher pyrope content of their garnet and by the presence of several amphibole generations together with signs of Variscan retrograde crystallization.

Úvod

Históriu poznávania komplexov metamorfovaných hornín Západných Karpát v minulosti poznačili najmä nasledujúce aspekty:

— zdôrazňovanie nutnosti vyjadriť rozmiestnenie kryštalických komplexov v geologických mapách pred riešením tematických úloh či základných problémov (predmetamorfná litológia, metamorfný vývoj, látková náplň a i.),

— malý dôraz na spracovanie územia máp rôznych mierok aj z petrologického, geochemického či mineralogického hľadiska,

— autoritatívnosť stanovísk (čo v podstate vyplývalo z generačného odstupe) predstaviteľov medzivojnovkej, resp. povojnovkej generácie výskumníkov, ktorí ovplyvnili predovšetkým „zorný uhol“ svojich nasledovníkov,

— zaostávanie prístrojovej a laboratórnej základne za svetovým, prípadne európskym trendom, ktoré sa (pri súčasnej štruktúre ich využívania) neodstránilo ani po nadobudnutí niektorých modernejších prístrojov,

— realizácia niektorých špecializovaných štúdií v posledných rokoch bez toho, aby sa vo východiskovom momente štúdia problematiky, no najmä pri aplikácii dosiahnutých výsledkov vychádzalo z poznanej geologickej situácie, resp. aby výsledky týchto štúdií vyúsili do geologickej formulovateľného a akceptovateľného záveru.

Uvedené a ďalšie aspekty sa nevyhnutne odrazili v súčasnej úrovni poznania komplexov metamorfova-

ných (ale aj ďalších) hornín Západných Karpát československého územia.

Keďže o problematike metamorfritov vysokých metamorfných stupňov (t. j. metamorfritov granulitovej a eklogitovej fácie) sa v tatrických a veporických jednotkách zatiaľ neuvažovalo, uvádzame stručný prehľad tejto problematiky s dôrazom na fenomény, ktoré podľa nášho názoru sťažujú dešifrovanie maximálnych P-T-X podmienok polymetamorfovaných sekvencií kryštalinika Západných Karpát. Zameriame sa pritom na tematiku, ktorá priamo súvisí s námetmi z oblastí našich jadrových pohorí.

Retrográdna metamorfóza metamorfritov vysokých metamorfných stupňov

Keď Reed (1948) formuloval dnes už klasické „There are granites and granites“, málokto predpokladal, že táto myšlienka sa bude dať aplikovať aj na ďalšie horninové komplexy. Parafrázovanie uvedeného názoru pri eklogitoch nachádza stále viac argumentov. Vyplýva to nielen z diverzity ich minerálnej náplne a geologického vystupovania, ale aj z názorov na spôsob a miesto ich vzniku. I napriek tomu, že problematika eklogitov bola vysoko aktuálna počas celej histórie modernej petrografie či petrológie, až začiatok 70. rokov znamenal zásadný prevrat v názoroch na ich genézu, látkovú náplň a následne aj na genetickú klasifikáciu.

Zo 70. rokov sú známe a desaťročia aj aplikované klasifikácie týchto stále ešte exotických hornín od Smulikowského (1964) a Coleman et al. (1965).

Smulikowski (1964) vyčlenil 3 základné typy eklogitov: 1. granatické websterity (griquaity): vystupujú spolu, resp. v telesách granatických peridotitov, 2. eklogity alpinotypných peridotitov (či alpinotypných komplexov): v novšom chápaní ide o eklogity ofiolitových komplexov, 3. obyčajné eklogity: vystupujú v komplexoch rúl, amfibolitov a migmatitov vysoko-teplotnej oblasti amfibolitovej, resp. granulitovej fácie.

Coleman et al. (1965) rozdelili eklogity na: A. eklogity vystupujúce spolu s kimberlitmi, dunitmi alebo peridotitmi, geneticky viazané na oblasť plášťa, B. eklogity zodpovedajúce „obyčajným“ eklogitom v klasifikácii Smulikowského (l. c.), C. eklogity priestorovo späté s modrými (glaukofanickými) bridlicami.

Základnú minerálnu asociáciu eklogitov tvorí omfacit a granát, ku ktorým vo variabilnom množstve pristupuje distén a ortopyroxén. Táto špecifická minerálna asociácia viedla Eskolu (1920) k definovaniu samostatnej — eklogitovej fácie. Následne časť autorov (napr. Smulikowski, 1974) pochybovala o realnosti vyčlenenia eklogitovej fácie; eklogity považovali za produkty vysokotlakovej metamorfózy, pričom protolit mal variabilný charakter.

Obsah jadeitovej molekuly v omfacitoch je v rámci uvedených 3 skupín eklogitov premenlivý; najvyšší je v eklogitoch typu C (Coleman et al., 1965). V tejto súvislosti je zaujímavé zistenie, že distribúcia Mg, Fe a Mn medzi omfacitom a granátom v eklogitoch je funkciou teploty ich vzniku (Banno a Matsui, 1965). Granáty, ktoré dobre odrážajú P-T-X podmienky vzniku eklogitov (typ 3, resp. B) obsahujú podľa údajov rôznych autorov 25—45 hmotn. % pyropovej molekuly. Naproti tomu granáty amfibolitov majú nižší obsah pyropovej molekuly (podľa Trögera, 1959, je to 17 ± 4 % pyr). Charakteristickou Ti formou v eklogitoch je rutil.

Vo veľkej väčšine známych výskytov rôznych oblastí tvoria eklogity telesá metrových až dekametrových, a len ojedinele hektometrových rozmerov. Štúdium eklogitov spolu s okolnými horninami dokazuje, že v prevažnej väčšine dobre preštudovaných výskytov (napr. kaledonidy Nórska: Bryhni et al., 1977; Český masív: Dudek a Fediuková, 1974; Klápová, 1988) prekonal eklogity spolu so svojím okolným horninovým prostredím najmenej jednu etapu metamorfnej rekryštalizácie a vo väčšine prípadov aj spoločné vrásnenie. Tieto premeny prebehli spravidla v P-T-X podmienkach amfibolitovej fácie. To znamená, že eklogity boli postihnuté retrográdnymi rekryštalizačnými premenami, ktoré sa odrážajú v zmenách ich: a) textúr a štruktúr, b) minerálneho a chemického zloženia.

Zmeny textúr a štruktúr sa prejavujú najmä vznikom kelyfických prvkov stavby okolo čiastočne

rekryštalizovaných granátov, prítomnosťou častých symplektitických zrastov po pôvodných omfacitoch, prednostne usmernenou stavbou a pod. Zmena minerálneho zloženia sa prejavuje najmä rozpadom omfacitu na symplektit tvorený plagioklasom, amfibolom (často modrozeleného sfarbenia od zvýšeného obsahu Na), kremeňom a ďalšími minerálmi. Celkove je omfacit voči retrográdnym procesom menej stabilný ako koexistujúci granát (Spry, 1969; Dudek a Fediuková, 1974; Klápová, 1988). Okraj granátov sa v tomto procese postupne ekvilibruje v nových P-T-X podmienkach. Prejavuje sa to najmä znižovaním obsahu pyropovej molekuly, vznikom kelyfických lemov tvorených klinopyroxénom, plagioklasom, amfibolom, biotitom, epidotom, kalcitom alebo spinelom. V silne amfibolizovaných eklogitoch a amfibolitoch retrográdného pôvodu dochádza k celkovému nahradeniu granátov zmesou plagioklasu, amfibolu a epidotu alebo zmesou plagioklasu, epidotu a kremeňa $\pm$ ilmenitu. V niektorých typoch eklogitov, napr. krušnohorských (Sattran, 1957; Klápová, 1988), sú kelyfické lemy zriedkavé; častejšie sa okraje granátov menia na minerály epidotovej skupiny. Postupujúce retrográdne premeny zasahujú ďalšie minerály eklogitov, napr. kyanit za vzniku korundu a slúd, resp. ortopyroxén za vzniku rôznych typov amfibolov.

Premeny eklogitov v podmienkach amfibolitovej fácie vedú postupne k vzniku asociácie plagioklas + amfibol + granát, ktorá umožňuje klasifikovať novovzniknuté horniny ako amfibolity. Takto sa potom vo väčšine eklogitových výskytov na svete uvádzajú aj rôzne deriváty eklogitov (amfibolizované eklogity), ktoré prechádzajú až do amfibolitov (najčastejšie vo forme granatických amfibolitov), ojedinele aj retromorfných produktov typu prasinitov (zelených bridlíc). Intenzita retrográdnej rekryštalizácie eklogitov závisí od veľkosti ich telies na jednej a od pozície študovanej vzorky v rámci jednej budiny telesa na druhej strane. Najintenzívnejšie sú spravidla rekryštalizované okraje jednotlivých eklogitových telies. Centrálné časti si často zachovávajú pôvodný charakter.

Zmeny chemického zloženia eklogitov sú limitované najmä intenzitou ich hydratácie a P-T-X podmienkami metamorfnej rekryštalizácie. Podľa Klárovej (1988) v prípade krušnohorských eklogitov počas retrográdných procesov došlo aj k podstatnému zvyšovaniu obsahu K, Ba, Sr a Rb. Podľa tejto autorky (l. c.) v procese amfibolizácie eklogitov došlo k výraznej zmene pomeru $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ od hodnoty 10 v eklogitoch cez hodnotu 5 v typoch so symplektitmi až po hodnoty 1,5—2,5 pre amfibolity retrográdného pôvodu.

Problematika názvoslov a kritériá označovania hornín vysokého metamorfného stupňa (spravidla

uvádzaných ako horniny granulitovej fácie), pričom protolitom mohli byť rôzne typy eruptívnych a sedimentárnych hornín, je stále aktuálna a diskutovaná. S odstupom času možno konštatovať, že Winklerom a Senom (1973 in Winkler, 1979) navrhnutý termín „granolit“ (namiesto termínu „granulit“) pre horniny obsahujúce asociáciu granát + kyanit + hyperstén, a to bez ohľadu na ich textúrne znaky a zrornosť, sa používa len zriedkavo. Platí to aj pre Winklerom (l. c.) navrhnutý termín „granoblastit“, zahrňujúci horniny vysokého metamorfného stupňa, ktoré neobsahujú kritickú minerálnu asociáciu.

Vysoko metamorfované komplexy v okolných mimokarpatských jednotkách

Pri interpretácii laterálnej nadväznosti predvrchnokarbonských (proterozoicko-staropaleozoických) komplexov centrálnych Západných Karpát na okolné jednotky treba brať do úvahy najmä nasledujúce zistenia.

Pri západnom ukončení Karpát, resp. v ich podloží, bola Dudekom (1980) definovaná tektonická jednotka označená ako brunovistulikum. Predstavuje v podstate „klin“ severo- a východoeurópskej platformy do zóny stredoeurópskych variscíd a alpíd. Brunovistulikum sa litologicky odlišuje od ostatných prekambriických jednotiek Českého masívu. Jeho problematiku v širšom kontexte prekambria Českého masívu sa v poslednom čase venoval Suk (1986). Podľa uvedených autorov do diskutovanej jednotky patria: brnenský masív a jeho metamorfný plášť, kryštalické jednotky v podloží predkarpatskej predhĺbne a moravského paleozoika. Brunovistulikum (l. c.) tvorí podložie moldanubika a aj mladšieho proterozoika Českého masívu a Západných Karpát. Podľa Suka (1986) je brunovistulikum dokázané vrtmi v podloží flyšových Karpát až do oblasti peripieninského lineamentu. Podľa geofyzikálnych indícií pokračuje až do zóny s výskytmi telies kriedových granitov. Na Morave ho tvorí predkadomské kryštalínium, na ktoré sú nasunuté príkrovy alpsko-karpatského orogénu (t. j. flyšové príkrovy), ale aj stredoeurópske hercynidy a často aj kadómske komplexy (Suk, 1986). Podľa tohto autora (l. c.) na severnej Morave brunovistulikum tvoria najmä monotónne migmatizované plagioklasové ruly, zatiaľ čo na južnej Morave sú to metamorfity od fylitických typov po pyroxenické ruly granulitovej fácie.

Pre poznanie látkovej náplne komplexov, ktoré sú známe zo západného lemu Západných Karpát, majú prvoradý význam informácie získané vyhodnotením hlbokých vrto realizovaných v oblasti karpatskej predhĺbne a karpatského flyšového pásma. Problematiku horninovej náplne a intenzity metamorfnej rekryštalizácie komplexov zastihnutých vrtmi napo-

sledy zhrnula práca Lydka a Filatova (1987). Pre problematiku diskutovanú v tejto práci má zásadný význam zastihnutie vysoko metamorfovaných hornín vo vrte Rzezotarzy, ktoré boli retrográdne rekryštalizované v podmienkach fácie epidotických amfibolitov (resp. v podmienkach nízkoteplotnej oblasti amfibolitovej fácie). Tieto metamorfity sa striedavo považovali za staropaleozoické, resp. prekambriické. V prospech prekambria svedčia aj Rb/Sr datovania amfibolitov z uvedeného vrtu (870 mil. rokov). Podľa predchádzajúcich údajov (K/Ar datovania) to bolo 307—533 mil. rokov (Lydka a Filatova, 1987).

Informácie odlišného druhu poskytujú hlbinné seizmické profily realizované naprieč Západnými Karpatmi. Podľa Tomeka et al. (1979) gravimetrické minimum zasahuje z predpolia Západných Karpát hlboko do ich súčasnej tatroveporickej zóny. Podobné interpretácie vyplývajú aj z následných profilov hlbinné seizmickej sondáže, resp. plošných gravimetrických štúdií (Tomek et al., 1979), podľa ktorých horninové komplexy s obrazom podobným komplexom brunovistulika pokračujú do podložia kenozoických a starších komplexov centrálnej zóny Západných Karpát.

Z hľadiska geotektonickej pozície predvrchnokarbonské metamorfované komplexy Východných Álp predstavujú teoreticky najvhodnejší a najlogickejší objekt korelácie s ekvivalentnými sekvenciami západokarpatského úseku tetýdnej Neoeurópy.

Metamorfované komplexy rôznej litologickej náplne a rozdielneho stupňa metamorfnej rekryštalizácie sú integrálnou súčasťou tak penninika a spodného austroalpinika, ako aj vyšších austroalpínskych jednotiek, a to ako ich súčasť vo forme „starého kryštalického podkladu“. Z hľadiska zamerania tejto práce v ďalšom uvádzame stručne len výskyt eklogitických hornín v rôznych jednotkách Východných Álp.

V tektonickom okne Taurov v niektorých mezozoických skupinách penninika (Venedig, Glockner) je charakteristická prítomnosť glaukofanických bridlíc (gl + act + plg + clz; ep + gar + ky + gl; Frank et al., 1978) s malými šošovkovitými telesami eklogitov (opx — 40 % jd, gar — 45 % pyr + clz + plg + ky + gl) spravidla s pozorovateľnými prejavmi rekryštalizácie v nízkoteplotných podmienkach. Uvedené premeny, vyvolané postupným znižovaním tlaku a zvyšovaním teploty, sú podmienené zmenou podmienok v raných alpínskych etapách (krieda) metamorfózy. V súlade s klasifikáciou Coleman et al. (1965) ide o C typ eklogitov.

Na západ od tauernského tektonického okna v zóne Ötztal — Stubai v kryštalickom komplexe austroalpinika vystupujú relikty telies eklogitov. Sú priestorovo viazané na telesá amfibolitov, v ktorých spravidla tvoria centrálnu (t. j. retrográdnou metamorfnou rekryštalizáciou najmenej postihnuté

— pozn. autorov) časti súčasných amfibolických telies. Podľa Franka et al. (1978) mohli vzniknúť počas „kaledónskej“ metamorfnej rekryštalizácie. Podľa geologickej pozície sa jedná o B typ eklogitov (Coleman et al., 1965).

V „starom“ kryštaliniku južne od tauernského tektonického okna sú tiež známe eklogity. Pre výskyty v Schoberggrube sa predpokladá nižšia teplota metamorfnej rekryštalizácie (Richter, 1973 in Frank et al., 1978) ako pre ostatné telesá v starom kryštaliniku. Je pravdepodobné (pozn. autorov), že aj v tomto prípade ide o retrográdne metamorfované eklogity a predpokladané nízke teploty (400 °C, Richter, l. c.) indikujú teploty metamorfnej rekryštalizácie „normálnych“ eklogitov.

V kryštalických komplexoch situovaných východne od tauernského tektonického okna (austroalpínsky domén) telesá eklogitov obsahujú spravidla aj amfibol a zoisit. Podľa uplatnenia sa variskej retrográdnej rekryštalizácie, dokumentovanej prítomnosťou diafторizovaných úlomkov rôznych hornín vo vrchnokarbonských konglomerátoch (Frank et al., 1978), možno predpokladať uplatnenie sa variskej retromorfnej rekryštalizácie aj na telesách eklogitov v kryštalickom podklade austroalpinika.

Z vyššie uvedených poznámok vyplýva, že v oblasti Východných Álp existujú metamorfity eklogitovej (granulitovej) fácie, ktoré boli následne (hercýnsky) rekryštalizované v podmienkach amfibolitovej fácie.

Problematika veku a intenzity metamorfnej rekryštalizácie starých horninových komplexov v oblastiach priliehajúcich z juhu k západokarpatskému segmentu alpíd je svojím stupňom spracovania v podstate na úrovni poznatkov o komplexoch nášho územia. Najstaršie sú metamorfity bajkalského cyklu (Százdeczky—Kardoss et al., 1967). Vystupujú v páse pri sz. a sv. okraji územia MLR, ale aj v iných oblastiach Maďarska. Podľa Lelkesa et al. (1978) sú to typické polymetamorfity, ktoré boli v hercýnskej a alpínskej etape retrográdne metamorfované.

Indície prítomnosti metamorfítov vysokých stupňov v tatroveporickom kryštaliniku

V prácach niektorých autorov z posledného obdobia sú uvedené zistenia, ktoré majú pre riešenie petrogenetických problémov kryštalinika nášho územia prvoradý význam:

a) pre ruly, amfibolity a migmatity niektorých oblastí sa z minerálnych dvojíc vypočítali relatívne vysoké teploty a tlaky (Perčuk et al., 1984; Miko et al., 1986; Vozárová a Krištín, 1986; Korikovskij et al., 1987b);

b) už v rámci jednej vzorky sa zistil široký diapazón teplôt a tlakov (Perčuk et al., 1984; Korikovskij et al., 1987b);

c) v metamorfitoch bola zistená prítomnosť niekoľkých generácií základných horninotvorných minerálov (granáty, biotity, amfiboly, plagioklasy, modifikácie Al_2SiO_5 ; Perčuk et al., 1984; Hovorka et al., 1987; Korikovskij et al., 1987a; Janák et al., 1988; Méres a Hovorka, 1989; Méres, v tlači).

Je pravdepodobné, že niektoré z údajov teplôt a tlakov boli vypočítané z minerálnych párov, ktorých rovnovážny vzťah je problematický. Dôležitú úlohu tiež zohráva vhodnosť použitého geotermometra, resp. geobarometra pre danú reálnu minerálnu asociáciu. Všetky tieto problémy sú dôsledkom polymetamorfneho charakteru kryštalinika Západných Karpát.

Polymetamorfny charakter kryštalinika centrálnych Západných Karpát je v posledných rokoch všeobecne akceptovaný. Predmetom diskusií zostáva časová interpretácia uplatnenia sa jednotlivých metamorfnych cyklov. Napriek pribúdajúcim údajom sa nemožno ani v súčasnosti jednoznačne prikloniť k niektorému z dvoch nasledujúcich názorov:

Podľa jedného hlavná etapa regionálnej metamorfózy a vznik granitoidov je variského veku. Retrográdne premeny v minerálnych asociáciách sa vysvetľujú regresívnym štádiom variského metamorfneho cyklu a lokálnym uplatnením sa naloženej alpínskej diafторézy. Danú problematiku v zmysle tejto interpretácie naposledy podrobne rozobral Cambel a Korikovskij (1986). V zmysle uvedených predstáv sú interpretované aj najnovšie výsledky z pohorí tatroveporika (Korikovskij et al., 1984; Korikovskij et al., 1985; Korikovskij a Putiš, 1986; Cambel a Korikovskij, 1986; Cambel et al., 1986; Janák et al., 1988).

Druhý názor vychádza z predstáv o existencii predvarisky (predkambricky) metamorfovaných komplexov začlenených do zostavy horninových komplexov centrálnej zóny Západných Karpát (Máška a Zoubek, 1960; J. Kamenický, 1968; L. Kamenický, 1973; Kamenický a Kamenický, 1983).

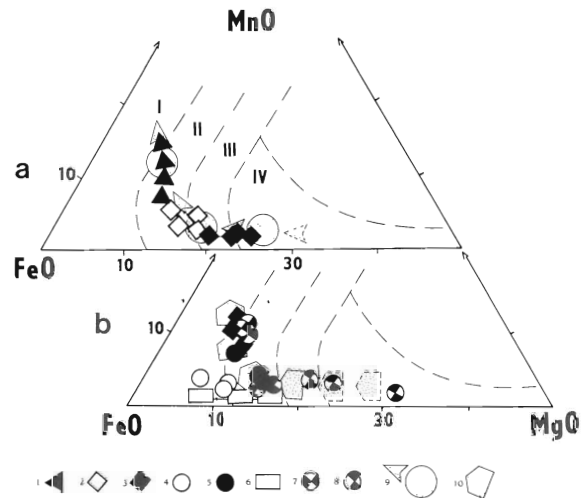
Na základe štúdia zloženia granátov (Hovorka et al., 1987; Méres, v tlači), ako aj vyhodnotenia geotermometrických a geobarometrických podmienok vzniku koexistujúcich minerálnych fáz metamorfítov centrálnej zóny (Méres a Hovorka, 1989) možno odlišiť dve predalpínske metamorfne fázy. Prvá prebehla v proterozoiku a druhá vo variskom období. Prvá metamorfna fáza dosiahla podmienky vysokoteplotnej amfibolitovej až granulitovej (eklogitovej) fácie. Variská metamorfna rekryštalizácia prebehla v podmienkach amfibolitovej fácie a spôsobila intenzívnu rekryštalizáciu proterozoických metamorfítov (a magmatitov) a z nich vytvorených dezintegrovaných komplexov. Intenzívna variská rekryštalizácia proterozoických komplexov (metamorfítov) sťažuje ich odlišenie od variských metamorfítov.

Prítomnosť niekoľkých generácií horninotvorných

minerálov a z toho vyplývajúci široký diapazón teplôt a tlakov zistený aj v rámci jednej vzorky poukazuje na nerovnovážne vzťahy v daných horninách. Všeobecne majú uvedené zmeny regresívny charakter. Podľa Cambela a Korikovského (1986) vznikli v dôsledku variskej retrográdnej metamorfózy, ktorá nasledovala bezprostredne po jej progresívnej etape. Variská metamorfóza mala regresívny charakter na vyššie metamorfované proterozoické horniny magmatitového a metamorfného radu a súčasne progresívny charakter na klastogénny materiál týchto hornín za vzniku variských metamorfítov (Méres a Hovorka, 1989). V zmysle tohto názoru sa vynára otázka, ako sa prejavila intenzívna variská rekryštalizácia v podmienkach amfibolitovej fácie na proterozoických metamorfitoch vysokých metamorfných stupňov (ruly, granulity?, eklogity?). Vysoko metamorfované ruly, granulity, eklogity a magmatity boli rekryštalizované v týchto podmienkach za vzniku rôznych typov rúl, migmatitov, amfibolitov (a magmatitov). V rámci zistených p a t variskej rekryštalizácie možno predpokladať, že z pôvodnej minerálnej asociácie sa zachovali iba jadrá, resp. časti kryštálov granátov v niektorých rulách a amfibolitoch, resp. v daných procesoch došlo k vzájomným regresívnym vzťahom medzi modifikáciami Al_2SiO_5 v rulách a i.

Vychádzajúc z publikovaných údajov o zložení granátov v zmysle nášho názoru, sme dospeli k nasledujúcim záverom:

Vysoké zastúpenie pyropovej molekuly (20 až 35 % pyr) v granátoch pararúl Malej Fatry (Korikovskij et al., 1987b; Hovorka et al., 1987; Méres a Hovorka, 1989), regresívny charakter zonálnosti týchto granátov a výsledky geotermometrie a geobarometrie (Hovorka a Méres, v tlači) poukazujú na prítomnosť pôvodne vysoko metamorfovaných proterozoických hornín v tatrickej zóne Západných Karpát. Zachovanie vyššie uvedených znakov predvariských metamorfítov možno vysvetliť ako dôsledok priaznivého chemického zloženia, prípadne menšieho rozdielu v intenzite predvariskej a variskej metamorfnej rekryštalizácie. Zloženie týchto granátov a trend zmeny v rámci granátových kryštálov, ako aj rôzne intenzívne varisky rekryštalizovaných vzoriek sú znázornené na obr. 1a a 2a. Jadrá granátov rúl Malej Fatry uvedené v práci Korikovského et al. (1987b) zodpovedajú metamorfným podmienkam granulitovej fácie a súčasne ich okraje podmienkam vyššie teplotnej amfibolitovej fácie. Tento trend až po fáciu zelených bridlic sledujú aj priemety ďalších regresívne zonálnych granátov z rúl Suchého, Malej Magury a Malej Fatry. Na základe známeho priestorového vzťahu rúl a amfibolitov v centrálnej zóne Západných Karpát je logické očakávať aj ekvivalentné vysoko metamorfované metabazity. Na možnosť ich výskytu poukazujú aj najvyššie známe výsledky teplôt a tlakov (Perčuk et

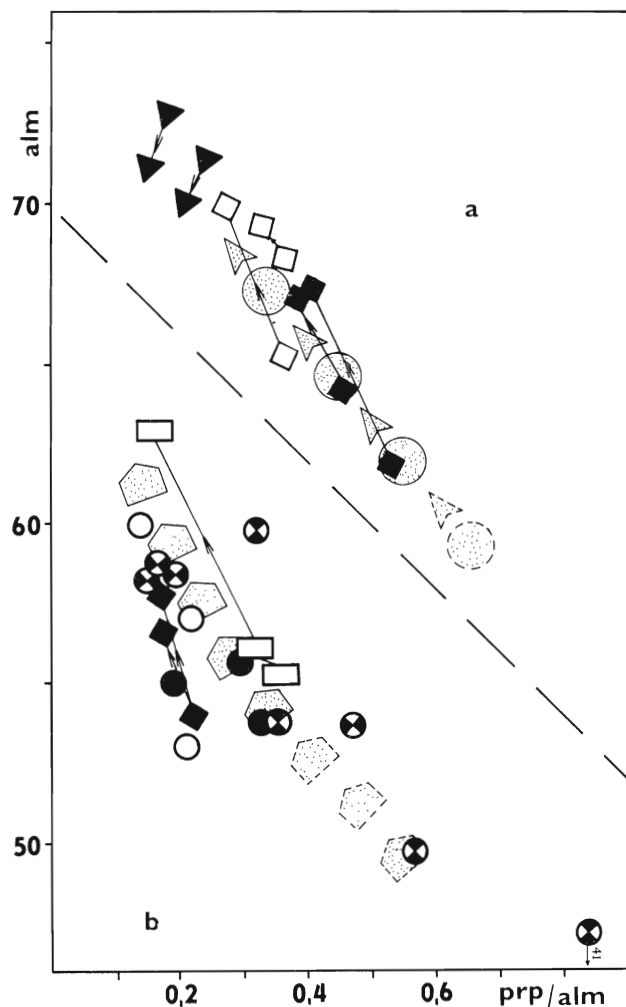


Obr. 1. Klasifikačný diagram granátov $MgO : FeO : MnO$ s vyznačenými poľami pre fáciu: I — zelených bridlic, II — epidotických amfibolitov a nízkoteplotnú amfibolitovú, III — amfibolitovú, IV — granulitovú (Miyashiro a Kuculu in Antipin, 1977). Projekčné body zloženia granátov, resp. amfibolov rúl (a) a amfibolitov (b): 1 — zo Suchého a Malej Magury, 2 — z Malej Fatry (Méres a Hovorka, 1989), 3 — z Malej Fatry (Korikovskij et al., 1987b), 4 — zo Zeleného potoka, 5 — z Bryšna (Hovorka a Spišiak, 1986), 6 — z Jarabej (Perčuk et al., 1984) zo západočeského pásu metabazitov: 7 — amfibolity, 8 — amfibolizované eklogity (Vejnar, 1977); regresívny trend zmeny zloženia granátov: 9 — v rulách, 10 — v amfibolitoch. Vyznačené granáty sú regresívne zonálne. V prípade rôznych častí jedného kryštálu sú ich projekčné body spojené; šípka je v smere stred — okraj.

Fig. 1. The $MgO - FeO - MnO$ classification plot of garnet indicating fields of single metamorphic facies: I-of green schist, II-of epidote amphibolite to low temperature amphibolite, III-of amphibolite, IV-of granulite (Miyashiro, Kuculu in Antipin, 1977). Figurative points of garnet and amphibole from gneiss (a) and amphibolite (b) mother rock: 1 — Suchý and Malá Magura Mts., 2 — Malá Fatra Mts. (Méres, Hovorka, 1989), 3 — Malá Fatra Mts. (Korikovskij et al., 1987b), 4 — Zelený potok area, 5 — Bryšná area (Hovorka, Spišiak, 1986), 6 — Jarabá area (Perchuk et al., 1984); 7 — amphibolite of the West Bohemian metabasite belt (Vejnar, 1977), 8 — amphibolized eclogite of the same belt (Vejnar, 1977); regressive trends of garnet composition: 9 — in gneiss, 10 — in amphibolite. The indicated garnets reveal regressive zoning and in the case of data from a single grain arrows — the trend from core to the rim.

al., 1984), zodpovedajúce oblastí, v ktorej sa prekrývajú horniny vyššej amfibolitovej a granulitovej (resp. eklogitovej) fácie (teploty okolo $800^{\circ}C$ a tlaky okolo 10 kbar). V dôsledku variskej metamorfózy v podmienkach amfibolitovej fácie treba v kryštalíniku centrálnych Západných Karpát očakávať výskyt najmä diaforizovaných (retrográdne metamorfovaných) reliktov eklogitov v prostredí rúl, migmatitov a amfibolitov.

Zo zloženia granátov amfibolitov centrálnych Západných Karpát (Perčuk et al., 1984; Hovorka a Spišiak, 1986; Korikovskij et al., 1987) v porovnaní so zložením granátov amfibolizovaných eklogitov moldanubika (Vejnar, 1977) vyplýva, že niektoré



Obr. 2. Zmena obsahu pyropovej a almandínovej molekuly v granátoch rúl (a) a amfibolitov (b) pri regresívnej metamorfóze (diafloreze). Vysvetlivky ako pri obr. 1.

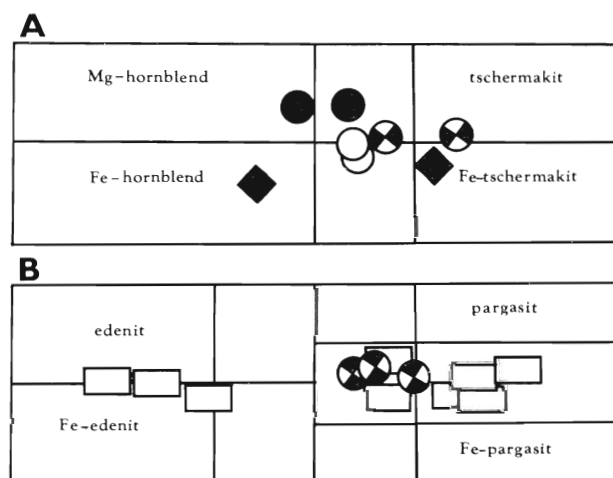
Fig. 2. Changes in pyrope and almandine constituents of garnet from gneiss (a) and amphibolite (b) under retrograde metamorphism (diaphoritic). Explanations as in fig. 1.

z nich sú pravdepodobne produktom intenzívnej rekryštalizácie v podmienkach amfibolitevej fácie. Na pôvodne vyššie metamorfné podmienky poukazujú najmä granáty amfibolitov z doliny Bryšno v Západných Tatrách (Hovorka a Spišiak, 1986) a granáty z amfibolitu od Jarabej v Nízkych Tatrách (Perčuk et al., 1984). Granát amfibolitu od Jarabej, prezentovaný na obr. 1a a 2a, je charakteristický asymetrickou (podľa Perčuka et al., 1984) zonálnosťou s výraznou zmenou zastúpenia pyropovej molekuly v jednotlivých častiach kryštálu (od 20 po 10 % pyr). Podľa nášho názoru uvedený fenomén možno vysvetliť tak, že vysoké zastúpenie pyropovej molekuly predstavuje relikť granátu vyššie metamorfných podmienok (eklogit?, pyroxenicko-granatický amfibolit?). Variská metamorfná rekryštalizácia spôsobila pokles pomeru

pyrop/almandín (obr. 2b), čím podmienila regresívny charakter chemickej zonálnosti granátov. V niektorých prípadoch došlo k rekryštalizácii granátov a blastéze novotvorených granátov v podmienkach variskej metamorfózy, čo spôsobilo „stmelenie“ (spojenie) niekoľkých granátových zŕn. Výsledkom tohto procesu je „asymetrická“ zonálnosť (v zmysle našej interpretácie nie asymetrická zonálnosť, ale asymetricky situovaný relikť granátu I. metamorfnéj fázy).

Z porovnania zloženia amfibolov diskutovaných hornín vyplývajú nasledujúce závery:

V klasifikácii Leakea (1978) patria skúmané amfiboly amfibolitov do skupiny vápenatých amfibolov (obr. 3).

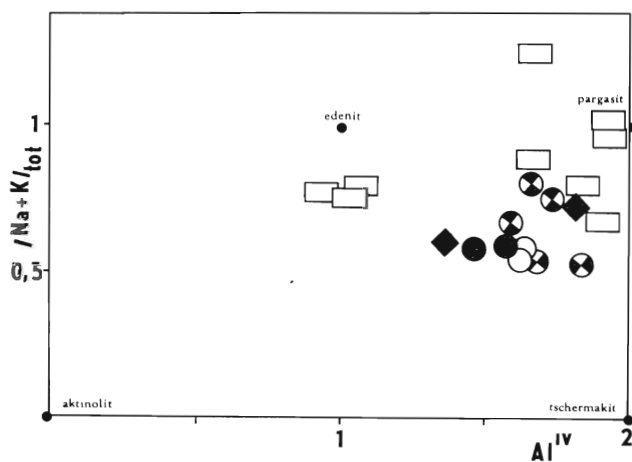


Obr. 3. Zariadenie diskutovaných amfibolov v klasifikácii pre vápenaté amfiboly ($(Ca + Na)_B \geq 1,34$, $Na_B < 0,67$ (Leake, 1978); A — $(Na + K)_A < 0,5$, $Ti < 0,5$; B — $(Na + K)_A \geq 0,5$, $Ti < 0,5$, $Fe^{3+} \leq Al^{IV}$. Vysvetlivky ako pri obr. 1.

Fig. 3. Classification plot of investigated samples for calcic amphiboles ($(Ca + Na)_B \geq 1,34$, $Na_B < 0,67$ (Leake, 1978); A — $(Na + K)_A < 0,5$, $Ti < 0,5$; B — $(Na + K)_A \geq 0,5$, $Ti < 0,5$, $Fe^{3+} \leq Al^{IV}$. Explanations as in fig. 1.

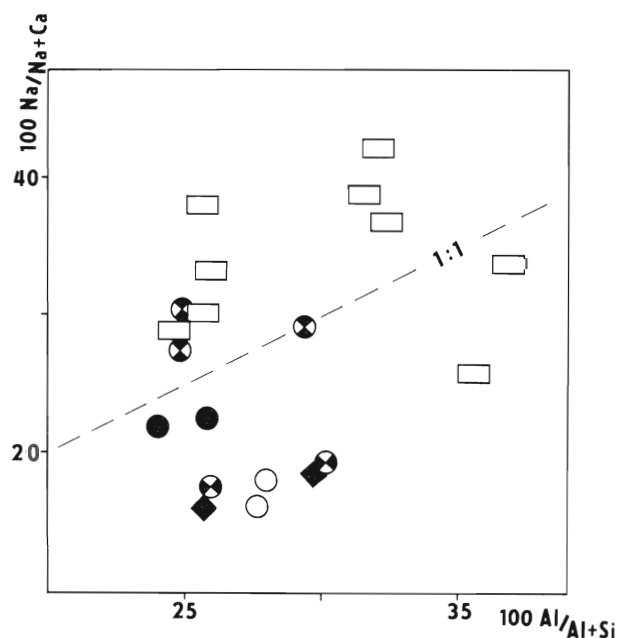
Amfiboly granatických amfibolitov zložením zodpovedajú Mg- a Fe-hornblendom až Fe-tschermakitu a tschermakitu. Amfiboly z granatického amfibolitu z Jarabej (Perčuk et al., 1984) sa od nich odlišujú najmä vyšším obsahom sodíka (až 4,11 % Na_2O) a tým, že sa rozdeľujú do dvoch skupín. Spôsobuje to obsah hliníka.

Uvedené rozdiely v Leakeovej (l. c.) klasifikácii zaraďujú amfiboly na hranicu edenitu a Fe-edenitu a druhú skupinu medzi nízkoželezitý pargasitický hornblend až nízkoželezitý pargasit. Rozdiely v obsahoch sodíka a hliníka týchto amfibolov oproti amfibolom z granatických amfibolitov (Hovorka a Spišiak, 1986; Korikovskij et al., 1987 b) sú zreteľné aj na obr. 4 a 5. Amfiboly, ktoré podľa nášho zatriedenia sú blízke edenitu, sú podľa Perčuka et al.



Obr. 4. Projekčné body diskutovaných amfibolov v diagrame $(\text{Na} + \text{K})_{\text{tot}} : \text{Al}^{\text{IV}}$. Vysvetlivky ako pri obr. 1.

Fig. 4. Plot of amphibole samples in the $(\text{Na} + \text{K})_{\text{tot}} : \text{Al}^{\text{IV}}$ diagram. Explanations as in fig. 1.



Obr. 5. Projekčné body diskutovaných amfibolov v diagrame $100 \text{ Na} / (\text{Na} + \text{Ca}) : 100 \text{ Al} / (\text{Al} + \text{Si})$. Vysvetlivky ako pri obr. 1.

Fig. 5. Plot of amphibole samples in the $100 \text{ Na} / (\text{Na} + \text{Ca}) : 100 \text{ Al} / (\text{Al} + \text{Si})$ diagram. Explanations as in fig. 1.

(1984) podstatne zastúpené v matrixe granatického amfibolitu. Amfiboly pargasitického zloženia tvoria lemy tvorené malými kryštálmi okolo porfýroblastov granátov. Ich vznik a tiež zmeny v zložení granátov interpretuje Perčuk et al. (l. c.) ako dôsledok nárastu teplôt počas progresívnej metamorfnej rekryštalizácie.

Na základe výsledkov štúdia termodynamických podmienok metamorfózy v Malej Fatre a Strážovských vrchoch (Méres a Hovorka, 1989) a ich apliká-

cie aj na iné kryštalické jadrá centrálnej zóny Západných Karpát chápeme vznik diskutovaných amfibolov z granatického amfibolitu z Jarabej ako dôsledok varisej metamorfnej rekryštalizácie pôvodne vyššie metamorfovaných (proterozoických?, eklogitických?) minerálnych asociácií. Zvýšený obsah sodíka, ako aj opisovaný charakter amfibolov nápadne pripomína jedno zo štádií retrográdnej rekryštalizácie granátov a pyroxénov eklogitických hornín za vzniku amfibolov posteklogitovej asociácie (Klein a Wimmenauer, 1984; Kláková, 1988). Tento predpoklad potvrdzuje aj porovnanie zloženia amfibolov z amfibolizovaných eklogitov moldanubika (Vejnar, 1977). Dokumentujú to obrázky 3, 4 a 5, na ktorých sa premietajú do oblasti diskutovaných amfibolov z granatického amfibolitu z Jarabej v Nízkych Tatrách. Amfiboly z granatických amfibolitov moldanubika (Vejnar, l. c.) sa premietajú do oblasti amfibolov z granatických amfibolitov centrálnej zóny Západných Karpát (Hovorka a Spišiak, 1986; Korikovskij et al., 1987b).

Záver

Vyhodnotením nových zistení a reinterpretáciou údajov obsiahnutých v prácach ďalších autorov dochádzame k záveru, že v kryštaliku centrálnej zóny Západných Karpát sa vyskytujú relikty horninových komplexov vysokých metamorfných stupňov pravdepodobne proterozoického veku. V dôsledku intenzívnej varisej metamorfnej rekryštalizácie, ktorá dosiahla podmienky amfibolitovej fácie, došlo k ekvilibracii minerálnych asociácií v nových (nižších) P-T-X podmienkach. Z pôvodných proterozoických hornín typu granulitov (?) a eklogitov (?) vznikli retrográdne ekvivalenty. V súčasnom eróznom zreze jednotiek centrálnej zóny Západných Karpát môžeme očakávať výskyty ich najintenzívnejšie varisky rekryštalizovaných ekvivalentov typu granaticko-pyroxenických amfibolitov, granatických amfibolitov, migmatitov až anatektitov a rôzne typy rúl. Intenzita retrográdnej rekryštalizácie závisí od veľkosti pôvodných vysoko metamorfovaných telies, od litológie okolných hornín, od rozdielu medzi P-T-X podmienkami predvarisej a varisej metamorfnej rekryštalizácie a od intenzity hydrácie (parciálneho tlaku H_2O v procese varisej rekryštalizácie).

Za indicie prítomnosti metamorfítov eklogitovej (?) a granulitovej (?) fácie považujeme najmä prítomnosť reliktov granátov v rulách a amfibolitoch s vysokým obsahom pyropovej molekuly (nad 20 % pyr) s prejavmi regresívnej zonálnosti. V metabazitoch, ktoré vznikli rekryštalizáciou pôvodných eklogitických hornín, je prítomných niekoľko generácií amfibolov. Časť z nich vznikla rekryštalizáciou pyroxénov (omfacitov?), na čo poukazuje ich zvýšený obsah Na_2O .

Literatúra

- Antipin, V. S. 1977: Petrologija, geochimija granitoidov različnych facij glubinnosti. *Nauka, Novosibirsk*.
- Banno, S., Matsui, Y. 1965: Eclogite types and partition of Mg-Fe and Mn between clinopyroxene and garnet. *Proc. Jap. Acad.*, 41, 716—721.
- Bryhni, I., Krogh, E., Griffin, W. L. 1977: Crustal derivation of Norwegian eclogites: a review. *Neu. Jb. Mineral., Abh.*, 130, 1—2, 49—68.
- Cambel, B., Korikovskij, S. P. 1986: Variscijskij retrogradnyj metamorfizm i alpijskij diaflorez v kristallinikume Zapadnych Karpat. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 3, 335—363.
- Cambel, B., Korikovskij, S. P., Krasivskaja, I. S., Arakeljan, M. N. 1986: Opredelenije vozrasta retrogradnogo metamorfizma v Zapadnych Karpatach K-Ar metodom po muskovitam. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 3, 375—385.
- Coleman, R. G., Lee, D. E., Beatty, L. B., Brannock, W. W. 1965: Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 76, 483—508.
- Dudek, A. 1980: The crystalline basement block of the Outer Carpathian in Moravia: Bruno-Vistulicum. *Rozpr. Čs. Akad. Vied., Ř. mat. přír. Věd.*, 90, 8, 1—85.
- Dudek, A., Fediuková, E. 1974: Eclogites of the Bohemian Moldanubicum. *Neu. Jb. Mineral. Abh.*, 121, 127—159.
- Eskola, P. 1920: The mineral facies of rocks. *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 6, 143.
- Frank, W., Purtscheller, S., Sassi, F. P., Zannettin, B. 1978: Eastern Alps. In: Zwart, H. J., (Ed.): *Metamorphic Map of Europe 1:2,500,000. Explanatory text. Leiden*, 228—242.
- Hovorka, D., Spišiak, J. 1986: Garnet amphibolites of the Western Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 41, 21—47.
- Hovorka, D., Méres, Š., Kristín, J. 1987: Granáty pararúl centrálnej zóny Západných Karpát. *Miner. slov.*, 19, 4, 289—309.
- Hsü, K. J. 1955: Monometamorphism, polymetamorphism and retrograde metamorphism. *Amer. J. Sci.*, 253, 4, 237—239.
- Janák, M., Kahan, Š., Jančula, D. 1988: Metamorphism of pelitic rocks and metamorphic zones in SW. part of Western Tatra Mts. crystalline complexes. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 4, 455—488.
- Kamenický, J. 1968: Some problems of the West Carpathian crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 19, 1, 7—20.
- Kamenický, L. 1973: Litologische Studien und strukturell Rekonstruktion des Kristallinikums der Zentralen West Karpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 24, 2, 275—281.
- Kamenický, L., Kamenický, J. 1983: Prekambrium Západných Karpát. *Miner. slov.*, 15, 4, 289—302.
- Klápová, H. 1988: Retrogradní přeměna krušnohorských eklogitů. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 63, 1, 1—10.
- Klein, H., Wimmenauer, W. 1984: Eclogites and their retrograde transformation in the Schwarzwald (Fed. Rep. Germany). *Neu. Jb. Mineral. Mh.*, 1, 25—38.
- Korikovskij, S. P., Cambel, B., Miklós, J., Janák, M. 1984: Metamorfizm kristallinikuma Malých Karpat: etapy, zonalnosť, svjaz s granitoidami. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 4, 437—462.
- Korikovskij, S. P., Cambel, B., Boronichin, V. A., Putiš, M., Miklós, J. 1985: Fazovyje ravnovesija i geotermometrija metapelitevych rogovikov vokrug modranskogo granitnogo massiva (Malýje Karpaty). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 36, 1, 51—74.
- Korikovskij, S. P., Putiš, M. 1986: Metamorfická zonalnosť i diaflorez v kristallinikume Považského Inovca. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 2, 215—236.
- Korikovskij, S. P., Kahan, Š., Putiš, M., Petrík, I. 1987a: Metamorfická zonalnosť v kristallinikume Suchi i vysokotemperaturnyj avtometasomatoz v glinozemnistych granitach Stražovskich gor. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 38, 2, 181—203.
- Korikovskij, S. P., Kamenický, L., Macek, J., Boronichin, V. A. 1987b: P-T-uvlovia metamorfizma kristalličeskich slancev Maloj Fatry (v razreze Mlynskogo ručja i jego okresnostej). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 38, 4, 409—427.
- Lelkes, G., Szepesházy, K., Csalagovits, T. I., Radócz, Gy. 1978: The metamorphic rocks of Hungary. In: Zwart, H. J. (Ed.): *Metamorphic Map of Europe. 1:2,500,000. Explanatory text. Leiden*, 137—139.
- Lydká, K., Filatova, L. I. 1987: Obzor stratigrafii i nekotoryje zakonomernosti strojenija dokembrija jugo-vostočnoj časti Poľši. *Bjul. Mosk. Obšč. Ispyt. Přír., Old. geol.*, 62, 4, 53—66.
- Máška, M., Zoubek, V. 1960: The principal division of the West Carpathians and their preneoidic basement. In: *Tectonic development of Czechoslovakia. ČSAV Praha*.
- Méres, Š. (v tlači): Correlation between the temperatures of the genesis and the contents of some elements in minerals and rocks, illustrated on the paragneisses of the Strážov Upland. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 45.
- Méres, Š., Hovorka, D. 1989: Metamorfnyj vývoj rúl Suchého, Malej Magury a Malej Fatry. *Miner. slov.*, 21, 3, 203—216.
- Miko, O., Prijatkina, L. A., Kristín, J., Határ, J. 1986: P-T podmienky vzniku niektorých migmatitov Nížkych Tatier. *Miner. slov.*, 18, 383.
- Perčuk, L. L., Lavrentjeva, I. V., Kotelnikov, A. R., Petrík, I. 1984: Srovnatelnaja charakteristika termodinamičeskich režimov metamorfizma porod glavnogo kavkazskogo chrebtia i Zapadnych Karpat. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 1, 105—135.
- Read, H. H. 1948: Granites and granites. In: Gilluly, J. E. (Ed.): *Origin of granite. Mem. Geol. Soc. Amer.*, 28, 1—19.
- Szádeczky—Kardoss, E., Bubies, I., Juhász, A., Oravecz, J., Pantó, G., Szepesházy, K. 1967: Metamorphose in Ungarn. *Acta geol. Acad. Soc. Hung.*, 11, 3, 49—58.
- Satran, V. 1957: K petrogenezi některých krušnohorských amfibolitů a eklogit-amfibolitů. *Sbor. Ústř. Úst. geol.*, 24, 129—154.
- Smulikowski, K. 1964: An Attempt at Eclogite Classification. *Bull. l'Acad. pol. Sci., Sér. Sci. Géol. et geogr.*, 12, 1, 27—34.
- Smulikowski, K. 1974: Some comments on eclogites and garnet pyroxenites of the moldanubian. *Précamb. des zones mobiles de l'Europe, conf. Liblice, 1972*, 305—315.
- Spry, A. 1969: Metamorphic textures. *Pergamon Press Oxford*, 1—350.
- Suk, M. 1986: Des Präkambrium der Böhmschen Masse und des Brunovistulikum in der Tschechoslowakei. *Forsch. Mineral.*, 64, 2, 227—234.
- Tomek, Č., Švancara, J., Budík, L. 1979: The depth and the origin of the West Carpathian gravity low. *Earth planet. Sci. Lett.*, 44, 1, 39—42.
- Tomek, Č., Dvořáková, L., Ibrmajer, I., Jiříček, R., Koráb, T. 1987: Crustal profiles of active continental collisional belt: Czechoslovak deep seismic reflection profiling in the West Carpathians. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 89, 383—388.
- Tröger, W. E. 1959: Die Granatgruppe: Beziehungen zwischen Mineralchemismus und Gesteinsart. *Neu. Jb. Mineral. Abh.*, 93, 1, 1—44.
- Vejnar, Z. 1977: The relationship between the metamorphic grade and composition of silicates in the West-Bohemian greenschists and amphibolites. *Krystalinikum*, 13, 129—158.
- Vozárová, A., Kristín, J. 1986: Termodynamické podmienky premeny na kontakte alpínskeho granodioritu v južnom veporíku a v kryštaliniku severnej časti Braniska. *Miner. slov.*, 18, 382—383.
- Winkler, H. G. F. 1979: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. *Fifth Ed. Springer Verlag*, 348 s.

Relics of high-grade metamorphics in Tatroveporic crystalline of the West Carpathians

Evaluation of new data together with the reinterpretation of existing ones included in previous papers allowed to conclude that relics of rock complexes which underwent high-grade metamorphism and of probably Proterozoic age do occur in the crystalline of the West Carpathians. Owing to heavy Variscan metamorphic overprint achieving conditions of the amphibolite facies the pre-existing mineral parageneses have extensively been reequilibrated under new (lower) PTX conditions hence retrograde products developed at the expense of former granulite (?) and eclogite (?). Along the present erosion level of central West Carpathian units, the most intensively recrystallized Variscan equivalents of older high-grade rocks are represented by garnet-pyroxene amphibolite, garnet amphibolite,

migmatite to anatectite and by a variety of gneisses. The intensity of regional recrystallization depends on the size of bodies composed of originally high-grade rocks, on the lithology of enclosing units, on the differences between PTX conditions of the Pre-Variscan and Variscan events as well as on the intensity of hydration (indicated by partial vapour pressure during Variscan recrystallization).

As indices of high-grade, eclogitic (?) and granulitic (?), rocks are assumed the garnet relics in gneiss and amphibolite containing anomalously high proportions (over 20 %) of pyrope molecule. Metabasites originated at the expense of eclogite contain several generations of amphibole partly originating at the expense of former pyroxene (omphacite?) what is substantiated by anomalous Na₂O content.

RECENZIA

F. Čech: *Genéza, dynamika a klasifikácia sedimentárnych panví s ložiskami uhľovodíkov*. Univerzita Komenského v Bratislave, 1988, 224 s., 14 tab., 47 obr., ruské a anglické resumé

Autor chce svojou knižnou publikáciou priblížiť problematiku vzniku a klasifikácie panví vo svetle súčasných modelov tektoniky dosiek a porovnávať ich so stavom poznatkov o našich západokarpatských neogénnych panvách.

V prvých statiach autor rozoberá procesy, ktoré podmieniajú vznik panví, napr. zmeny hustoty kôry a migráciu hmoty v dôsledku magmatizmu, bázifikácie, eklogitizácie alebo v dôsledku objemových zmien vyvolaných termálnou diferenciaciou, serpentinizáciou, deserpentinizáciou, hrubnutím a stenčovaním kôry a pod.

Zvlášť významnú úlohu pripisuje plášťovému diapirizmu a riftogenéze. Cennú časť publikácie tvorí aj konfrontácia genézy, dynamiky a klasifikácií sedimentárnych panví podľa geosynklinálnych modelov a podľa modelov tektoniky platní. Podrobne sa charakterizujú modely a klasifikácie Readinga (1978), Ballyho a Snelsona (1980), Klemma (1980), Curtisa (1980), Kingstona et al. (1983), Mialla (1984) a Perrodona (1985).

Klasifikácie uvedených autorov používajú terminológiu tektoniky dosiek a vychádzajú najmä z troch kritérií: 1. typ kôry pod panvou, 2. poloha panvy k okraju dosky, 3. charakter interakcie dosiek, pri ktorej sa panva vyvíja. Pestrosť typov vyplývajúca z klasifikácií je odrazom nielen subjektívnych prístupov jednotlivých autorov, ale aj objektívnej reality. Morfoštruktúrne a morfogenetické typy panví sú zrejme početnejšie, než sa to doteraz predpokladalo, a aj význam riftogenézy, ako aj horizontálnych pohybov pri ich tvorbe je väčší. F. Čech oceňuje dynamickosť nových modelov, na druhej strane im vytýka, že nezohľadňujú termoelastické zmeny kôry, preceňujú horizontálne a podceňujú vertikálne pohyby, kontinentálne panvy väčšinou

redukujú iba na rifty, nerešpektujú existenciu medzihořských a vnútrohořských panví a pod. Niektorým klasifikáciám vytýka zložitost a ťažkosti pri stanovovaní ich identifikačných znakov. Oceňuje jednoduchosť klasifikácie Kingstona et al., na druhej strane poznamenáva, že sa v nej ťažko nachádzajú panvy vzniknuté vertikálnymi pohybmi vyvolanými plášťovým diapírom. Vzájomná korelácia charakteristiky klasifikácií podľa geosynklinálnych modelov a citovaných modelov platňovej tektoniky je zhrnutá v tabuľke, ktorá je originálna nielen z pohľadu domácej, ale aj zahraničnej literatúry. Rovnako originálnou je aj tabuľka, ktorá sa pokúša priradiť jednotlivé západokarpatské panvy k tomu-ktorému klasifikačnému modelu. Autor poukazuje na problémy, ktoré spôsobujú heterogénne znaky našich panví a nedostatok „čistých typov“. Čitateľovi sa ponúka otázka, či naše panvy sú výsledkom zložitejšieho vývoja, než s akým počítajú svetové modely, alebo sú také svojrázne a odlišné. Autor pri ich vzniku pripisuje veľkú úlohu treťohornému panónskemu plášťovému diapíru a pohybom skôr vertikálnym než horizontálnym. Naše najväčšie a z hľadiska ložísk uhlia a prírodných uhľovodíkov významné panvy (viedenskú, podunajskú a východoslovenskú panvu) autor označuje ako medziblokové a ostatné ako vnútrohořské.

V závere publikácie F. Čech predkladá vlastný návrh klasifikácie západokarpatských neogénnych panví založený na šiestich klasifikačných kritériách: I. typ kôry, II. štruktúrne obzory (pre toto kritérium sa mohol nájsť výstižnejší výraz), III. dedičnosť mobility, IV. charakter zlomov omedzujúcich a členiacich panvu, V. pozícia v orogéne, VI. pozícia na platforme.

Dnes, v dobe informačnej explózie, nie je jednoduché napísať dielo podobného druhu, ktoré by ucelene a zároveň do hĺbky zhrnulo poznatky o vrätom probléme, a preto sa prichodí autorovi poďakovať za neľahkú prácu, ktorou jedrne a prehľadne približuje študentom geológie a širokej odbornej verejnosti modely vzniku panví podľa princípov

tektoniky dosiek. Približuje však aj poznatky fixistov a princípy geosynklinálnych modelov, na ktoré tektonika dosiek často zabúda, prehliada ich alebo aj zavrhuje (dedičnosť panví, bázifikácia, sializácia, termoelastičnosť kôry a pod.). Autor upozorňuje, aby sa nezabudlo na stálu aktuálnosť mnohých poznatkov, ktoré sa nahromadili pred vznikom učenia o tektonike platní. Súčasným modelom vytýka, že do problematiky kontinentálnych subrecentných panví sa nekriticky premietajú poznatky z oceánov a podceňujú sa látkové zmeny v litosfére. F. Čech sa ani v tejto svojej publikácii netají so svojimi názormi na vznik západokarpatských panví, ktoré by sa mohli označiť skôr ako „fixistické“ než „mobilitistické“, menovite princíp dedičnosti panví na simatickej kôre, princíp rozhodujúcej úlohy vertikálnych pohybov vyvolaných objemovými zmenami, hlavne panónskym plášťovým diapírom.

V súvislosti s uplatňovaním princípu dedičnosti na ťažkých kôrach v karpatskej oblasti (bližšie v monografii Čecha z r. 1982) možno autorovi vytýkať, že príliš generalizuje, veď hlbšie podložie väčšiny panví ani dosť dobre nepoznáme. To však neodporuje tomu, že tento druh panvy jestvuje, a to nielen v prípadoch, ktoré autor uvádza, ale nájdeme ho dokonca aj medzi staršími. Takou je karbónska a permská panva na „ťažkej kôre“ rakoveckej skupiny v severogemerickej synklinále, pričom kabón ani neprekračuje rozšírenie rakoveckej skupiny (Rozložník a Slavkovský, 1981).

Pozastaviť sa možno i pri poznámkach autora v súvislosti s úlohou horizontálnych pohybov vedúcich k tvorbe panví, napr. typu „pull apart“. Autor si myslí, že sa tu preceňuje horizontálna zložka pohybu na úkor vertikálnej. Tento typ modelu, uplatňovaný v našich podmienkach pri výklade genézy viedenskej panvy (Royden, 1985) a novšie, kompromisne aj s plášťovým diapírom, pri vysvetľovaní vzniku východoslovenskej panvy (Vass et al., 1988), počíta so značnými horizontálnymi párovými strižnými pohybmi s amplitúdou vyše 50 km. O pohybe spojenom s ohybom na rozhraní Východných Álp a Západných Karpát asi nemožno pochybovať. Naznačil ho, o. i. Roth (1967, 1980). Úlohu horizontálnych pohybov (síce iba menších, ale porušujúcich posunom aj bradlové pásmo), ktoré sa podieľajú na založení Turčianskej kotliny, Žiarskej kotliny, na sformovaní štruktúry bansko-štiavnicko-hodrušského rudného rajónu a pod. (Rozložník, 1981, 1987) možno registrovať v podobe severojužného žiarskeho zlomového systému. Problematickejšie je preukázať pohyby až takej veľkej (50 km) amplitúdy pozdĺž bradlového pásma a samošskej línie, ako to predpokladajú Vass et al. (1988) pri vytvorení priestoru typu „pull apart“ pre sedimenty východoslovenskej panvy. V tejto súvislosti nemožno nepoznamenať, že azda nieto

tektonického modelu v podmienkach Západných Karpát, ktorý by nepočítal s bradlovým pásmom ako nositeľom ďalekosiahlych kolíznych pohybov blokov, dosiek atď. Problém však je v tom, že pokiaľ vieme, vnútornú stavbu bradlového pásma, ktorá by mala odrážať tieto rôznosmerne veľké pohyby, zatiaľ nikto nedešifroval, ba štruktúrne podrobne ani neanalyzoval. Oprávnenosť autorovho opatrnického prístupu k horizontálnym pohybom by mohla podprieť aj skutočnosť, že model „pull apart“ vyžaduje pre tvorbu panvy trhanie a otvorenie jednotky, ktorá má tvar dosky a pohybuje sa ako príkrov. Odôvodnená je tu otázka, aká jednotka tohto druhu sa trhala a otvárala v prípade viedenskej či východoslovenskej panvy. Pre viedenskú panvu, obdobre ako aj pre východoslovenskú a podunajskú panvu, výstižnejšie ako „pull apart“, „zaoblúková“, „periferná“ a pod. je názov, aký im dal autor, a to „medzihororské“, resp. „medziblokové“, lebo tieto panvy zjavne vznikli na rozhraní blokov s rôznym vývojom kôry a s rôznou mobilitou (Český masív — Západné Karpaty, Západné Karpaty — panónsky masív, resp. aj Východné Karpaty). Podporujeme názor autora, že rôzne cudzie modely vrátane modelov typu „pull apart“ prinášajú pre náš výskum podnety, treba sa však vyvarovať ich mechanickému prijímaniu a opierať sa predovšetkým o vlastné poznatky a skúsenosti. Vývoj Karpát v priebehu terciéru má skutočne svoje špecifiká, ktoré globálne modely nie dosť zohľadňujú (Rozložník in Fusán et al., 1987). Zdá sa, že mechanizmus terciérnych pohybov je poháňaný „motorom“ panónskeho plášťového diapíru. Celým dielom F. Čecha sa ťahne ako niť myšlienka, že teoretické zovšeobecnenia týkajúce sa Západných Karpát by mali vychádzať z konkrétnych vlastných pozorovaní. Týka sa to nielen neogénnych panví. Preto treba vítať diela, ktoré uvedenú myšlienku realizujú. Ako príklad možno uviesť analýzu paleotetýdneho bazénu Greculu (1982) či analýzu molasových panví mladšieho paleozoika od Vozárovej a Vozára (1988). Recenzované dielo analýzam podobného druhu napomáha a podnecuje ich. Dalším záverom, ktorý z diela vyplýva, je konštatovanie, že výskum našich panví je iba v počiatkoch. Treba v ňom pokračovať pomocou dokonalejších a komplexnejších geofyzikálnych metód a pomocou veľmi hlbokých vrtov, aby sa získal jasnejší obraz príčin a následkov, aby sa obmedzovala cesta pre voľné špekulácie.

Knižnú publikáciu F. Čecha treba vrelo privítať ako dobrú učebnú pomôcku pre študentov, ako prameň informácií a zdroj podnetov pre tých, ktorí sa výskumom panví zaoberajú. Je však na škodu veci, že autor nenašiel vydavateľa, ktorý by mohol toto dielo lepšie sprístupniť verejnosti. Recenzovaná knižná publikácia je totiž nepredajná.

Ladislav Rozložník

Metamorfny vývoj rúl Suchého, Malej Magury a Malej Fatry

ŠTEFAN MÉRES, DUŠAN HOVORKA

PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 8. 9. 1988)

Metamorphic development of gneisses in the Suchý, Malá Magura and Malá Fatra Mts. (Central Slovakia)

Two Pre-Alpine metamorphic cycles of recrystallization have been distinguished and defined using detailed investigation into mineral chemistry as well as geobarometric research. The first metamorphic event occurred at 730 °C temperature and up to 700 MPa pressure whereas the second one is characterized by 600 °C temperature and 600 MPa pressure conditions. The increasing trend of PTX conditions for both phases has been defined in the direction from the Suchý Mts. through the Malá Magura Mts. and culminating in the Malá Fatra Mts. Uplifting, denudation and partial erosion of the igneous and metamorphic complex occurred between the 1st and 2nd events generating a psammitic detritus with boulders of less disintegrated rocks. These rocks have repeatedly been metamorphosed under relatively lower PTX conditions. So the 2nd metamorphic event was, within the PTX conditions determined by the authors, a progressive one onto the psammitic detritus. To the contrary, onto the blocks and boulders of older and relatively higher metamorphic rocks as well as onto the deeper basement of the older complex, the 2nd metamorphic event was of regressive nature. In such context the investigated crystalline area of the West Carpathians represents an already Pre-Alpine metamorphic complex. The Alpine metamorphic recrystallization was only of local appearance and of low metamorphic intensity (low-temperature area of greenschist facies).

Úvod

Predpermské kryštalické komplexy pohorí Suchý, Malá Magura a Malá Fatra sú reprezentované metamorfítmi i eruptívami granitového radu. Geológiou, tektonikou a petrografiou študovaných jadrových pohorí sa v posledných rokoch zaoberali najmä nasledovní autori: Dyda (1988), Kuthan (1941, 1950), Ivanov (1957), Ivanov a Kamenický, L. (1957), Klinec (1958), Kamenický, J. (1967), Kamenický, L. a Macek (1984), Kahan (1979, 1980), Putiš (1979).

Definovanie metamorfných podmienok v týchto jadrových pohoriach bolo donedávna podmienené používanými metódami štúdia. Nedostatok výsledkov analýz silikátových minerálov pomocou elektrónového mikroanalýzátora neumožnil využitie exaktných metód na dešifrovanie P-T-X podmienok ich vzniku (charakter zonálnosti minerálov a jej genetický význam, geotermometria, geobarometria), ktoré sa preto definovali len na základe minerálnych asociácií v metamorfítoch. Kahan (1980) takýmto spôsobom zistil, že regionálna metamorfóza v Suchom a Malej Magure dosiahla podmienky fácie granatických amfibolitov, sillimanitovo-almandínovú subfáciu. Korikovskij et al. (1987a) opísali v Suchom progresívnu metamorfnú zonálnosť. V rámci nej odlišili 2 meta-

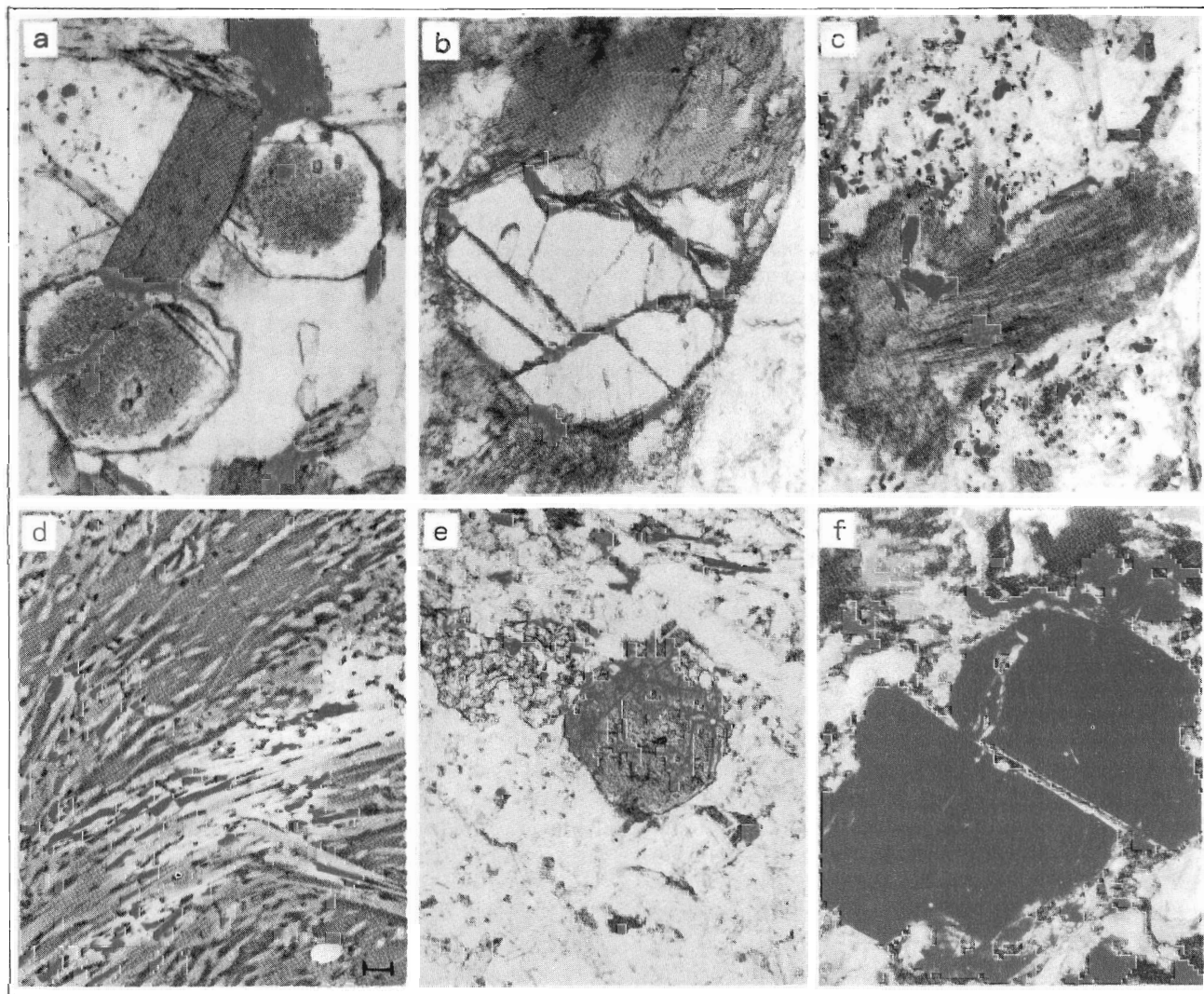
morfné zóny: staurolitovo-andaluzitovo-biotitovú a sillimanitovo-biotitovo-muskovitovú. Z minerálnych asociácií na základe použitia petrogenetickej sieťky odhadli podmienky metamorfózy v rozsahu 540—590 °C pri tlaku 300 MPa. Dyda (1988) na základe bilancie H₂O v metamorfítoch Suchého a Malej Magury predpokladá uplatnenie sa retrográdných rekryštalizačných procesov najmä v Suchom.

Publikované výsledky chemického zloženia horninotvorných minerálov z metamorfítov Malej Fatry (Perčuk et al., 1984; Korikovskij et al., 1987b) poukazujú na niektoré odlišnosti v metamorfných podmienkach oproti výsledkom zo Suchého a Malej Magury. Vysoké zastúpenie pyropovej molekuly v granátoch z rúl Malej Fatry (Perčuk et al., 1984; Korikovskij et al., 1987b) je typické pre metamorfované horniny vysokoteplotnej oblasti amfibolitovej fácie a pre granulitovú fáciu (Hovorka et al., 1987). Orientačné výsledky geotermometrie a geobarometrie poukazujú na to, že kryštalikum Malej Fatry predstavuje jeden z relatívne najhlbších zrezov kryštalínika centrálnych Západných Karpát (Perčuk et al., 1984; Korikovskij et al., 1987b).

Zistenie rôznych typov granátov v rúlach zo Suchého, Malej Magury a Malej Fatry (Mérés et al., 1986) poukázalo na možnosti, ktoré sa otvárajú pre bližšie

definovanie metamorfných procesov a ich podmienok detailným štúdiom chemického zloženia minerálov metamorfítov danej oblasti. Hovorka et al. (1987) zistili, že v diskutovaných pohoriach možno v rulách odlíšiť uplatnenie sa dvoch metamorfných fáz, ktoré prebehli následne pri rôznej intenzite. Vzhľadom na použitú metódu stanovenia chemického zloženia gra-

nátov (EDAX) nebolo možné kvantitatívne charakterizovať metamorfné podmienky jednotlivých fáz. V ďalšej práci sa autori zamerali na vzorky, ktoré sa z hľadiska dešifrovania metamorfných podmienok v týchto jadrách javili ako najinformatívnejšie. Výsledky tohto štúdia prezentujeme v ďalšej časti.



Obr. 1a. Biotity dotykajúce sa jadra s uzavretinami a číreho lemu granátov. Vzorka 39—MM—1, // pol., zv. 137x.

Obr. 1b. Zatláčanie (?) granátu biotitom v rule z Malej Fatry. Biotit je následne čiastočne chloritizovaný. // pol., zv. 95x.

Obr. 1c. Sillimanitizovaný biotit. V korneloblaste sillimanitu sú zachované relikty biotitu. Rudný pigment (rutíl, ilmenit) vzniká ako produkt rozpadu biotitu. Vzorka 26 S, // pol., zv. 58x.

Obr. 1d. Detail sillimanitizovaného biotitu z obr. 1c. SCAN, dĺžka mierky — 1 µm.

Obr. 1e. Progressívne zonálny granát a koexistujúci staurolit. Vzorka 35—S—2, // pol., zv. 35x.

Obr. 1f. Translácia granátu ruly (vysokoteplotného blastomylonitu ?) z Malej Fatry. × pol., zv. 48x.

Fig. 1a. Biotite in contact with garnet core containing inclusions as well as with transparent rims of garnet grains. Sample 39—MM—1, parallel polarizers, magn. x137.

Fig. 1b. Replacement (?) of garnet by biotite in gneiss of the Malá Fatra Mts. The biotite is subsequently chloritized. Parallel polarizers, magn. x95.

Fig. 1c. Sillimanitized biotite with relics preserved in sillimanite cumuloblast. Ore pigment (rutile, ilmenite) developing as decomposition product of biotite. Sample 26 S, parallel polarizers, magn. x58.

Fig. 1d. Detail of sillimanitized biotite from fig. 1c. Scanning electron micrograph, scale bar equal to 1 µm.

Fig. 1e. Progressively zoned garnet with coexisting staurolite. Sample 35—S—2, parallel polarizers, magn. x35.

Fig. 1f. Translation of garnet in gneiss (high-temperature blastomylonite?) from the Malá Fatra Mts. Crossed polarizers, magn. x48.

Problematika rovnovážnych asociácií minerálov

Aplikáciu geotermometrických a geobarometrických výpočtov na zisťovanie P-T-X podmienok vzniku rúl Suchého, Malej Magury a Malej Fatry komplikujú vlastnosti a vzájomné vzťahy niektorých horninotvorných minerálov. Napríklad prítomnosť zonálnych granátov (Méres et al., 1986; Hovorka et al., 1987) poukazuje na rôzne P-T-X podmienky počas ich blastézy, resp. následnej rekryštalizácie. Taktiež prítomnosť rôznych typov biotitov (sillimanitizované biotity — obr. 1c, biotity na kontakte s jadrom, resp. s okrajom granátov — obr. 1a) indikovala zložitost' vzťahov minerálneho páru granát — biotit.

Ďalším problémom pri aplikácii geotermometrie a geobarometrie bol obsah mangánu v granátoch. Hovorka et al. (1987) zistili rovnaký obsah mangánu v určitých častiach granátov v rámci jednej vzorky (s výnimkou klastických jadier granátov). V granátoch rôznych vzoriek je obsah mangánu často rozdielny (tab. 2). Detailnejšie sa touto problematikou zaoberá Méres (v tlači), ktorý zistil priamu závislosť obsahu mangánu v regresívne zonálnych granátoch od obsahu mangánu v horninových analýzách. Uvedená skutočnosť si vyžaduje použitie korekcie na obsah mangánu v granátoch pri aplikácii geotermometrických a geobarometrických prepočtov. Progresívne zonálne granáty, vzhľadom na nízky obsah mangánu v ich okrajoch, nevykazujú výrazný rozdiel vo vypočítaných hodnotách s korekciou a bez nej.

TAB. 1

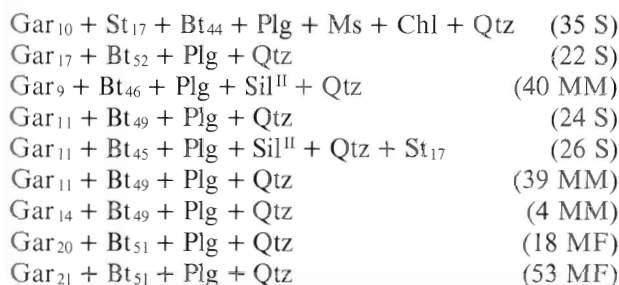
Minerálne asociácie v študovaných vzorkách rúl zo Suchého, Malej Magury a Malej Fatry
Mineral assemblages of investigated samples of gneiss from the Suchý, Malá Magura and Malá Fatra Mts.

Vzorka	Bt	Plg	Qtz	Gar	St	Sil	K-Fds	Ms	Chl
35 S	+	+	+	I, I ⁺ , II	+	-	-	+	+
22 S	+	+	+	II	-	-	-	-	-
24 S	+	+	+	I, II	-	-	+	+	+
26 S	+	+	+	I, II	+	+	+	+	-
39 MM	+	+	+	I, II	-	-	-	+	-
40 MM	+	+	+	II ⁺	-	+	+	+	-
4 MM	+	+	+	I, II	-	-	-	-	-
18 MF	+	+	+	I, II	-	-	-	-	+
53 MF	+	+	+	I, II	-	-	-	-	+

Gar^I — granáty, ktoré vznikli v podmienkach I. metamorfnej fázy, Gar^{I+} — klastické granáty, Gar^{II} — granáty, ktoré vznikli v podmienkach II. metamorfnej fázy (v niektorých prípadoch ide len o časti granátov — lem), Gar^{II+} — nukleačné jadrá granátov. Chlorit vo vzorkách 18 MF a 53 MF je produktom naložených procesov (zatláča granát a biotit), muskovit (okrem vzorky 35 S) je prítomný len v akcesorickom množstve.

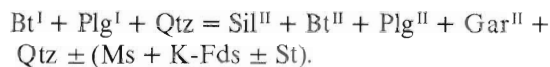
Podľa minerálnych asociácií prítomných v nami študovaných vzorkách (tab. 1) a podľa vzťahov medzi

horninotvornými minerálmi rúl považujeme v tejto práci za rovnovážne tieto minerálne asociácie:



(Indexy vyjadrujú horečnatosť Gar, Bt a St — tab. 2, 3 — N_{Mg}; Sil^{II} — fibrolitický vývoj sillimanitu).

Okrem granátov sme u ostatných minerálov uvedeníh minerálnych asociácií nezistili zonálnosť chemického zloženia. Vysvetľujeme to ich úplnou rekryštalizáciou (najmä biotitu a plagioklasu) v P-T-X podmienkach II. metamorfnej fázy. Z vyššie uvedeného prehľadu vyplýva, že za rovnovážne považujeme okraje zonálnych granátov a uvedené minerály príslušných asociácií študovaných vzoriek. Vyššiu horečnatosť biotitu (vzorky 24 S a 39 MM) pri rovnakej horečnatosti okrajov granátov týchto vzoriek (ako je tomu pri vzorkách 35 S a 26 S) spôsobuje zrejme nižší stupeň metamorfnej rekryštalizácie Bt^I na Bt^{II}. Je to dôsledok menšieho rozdielu v P-T-X podmienkach medzi I. a II. metamorfnou fázou. Dôkazom toho môže byť neprítomnosť Sil^{II} v uvedených vzorkách. Vo vzorkách s horečnatosťou biotitu okolo 45 (vzorky 26 S a 40 MM) je hojný výskyt Sil^{II}, ktorý vzniká sillimanitizáciou biotitu. Vznik Sil^{II} interpretujeme ako dôsledok ekvibrácie minerálov minerálnej asociácie I. metamorfnej fázy v P-T-X podmienkach II. metamorfnej fázy. Vznikol najpravdepodobnejšie reakciou



Predpokladáme, že Plg^I bol bázeckejší ako Plg^{II}. Vyrovnávanie bilancie pravej strany tejto rovnice býva v niektorých vzorkách sprevádzané vznikom draselného živca (K-Fds) a muskovitu, ktorý niekedy tvorí lemy okolo Sil^{II} a v akcesorickom množstve sa vo forme drobných lupeňov vyskytuje tiež v matrixe. V sillimanitových zhľukoch sa nachádzajú agregáty drobných Ti minerálov (rutil, ilmenit), ktoré predstavujú produkt rozpadu Bt^I (obr. 1c). Vo vzorke 26 S (tab. 1) sa v akcesorickom množstve vyskytujú drobné kryštály čerstvého staurolitu spolu s Gar^{I,II} a Sil^{II}. Prítomnosť len regresívne zonálnych granátov v tejto vzorke s vysokoteplotnými nezonálnymi jadrami (Gar^I) a relatívne nižšie teplotnými okrajmi (Gar^{II}) a častá sillimanitizácia biotitu poukazujú na súčasný vznik sillimanitu II a staurolitu počas metamorfnej rekryštalizácie v podmienkach II. metamorfnej fázy.

TAB. 2
Zloženie analyzovaných granátov
Composition of analysed garnet

1+	35-S								40-MM				
2+	2		3		9		12		3		7		
3+	o	s	o ⁺	o	s	o	s	o	s	o	s	o	s
MgO	2.55	2.06	2.46	2.23	1.71	2.18	0.29	2.39	2.93	2.32	2.32	2.20	2.17
Al ₂ O ₃	21.08	20.59	20.39	20.58	20.57	20.50	20.48	21.68	21.61	20.62	20.41	20.89	20.66
SiO ₂	37.19	36.77	36.31	36.26	36.69	36.39	36.47	37.55	38.28	36.86	36.73	36.93	36.61
CaO	1.14	3.23	1.24	1.24	3.60	2.58	7.70	1.17	1.51	0.82	0.87	0.85	0.85
MnO	2.86	5.12	3.03	3.20	5.61	2.65	11.32	3.29	2.98	9.65	9.56	9.94	9.50
FeO	35.80	31.37	35.90	35.10	31.26	34.31	21.87	34.23	34.50	29.68	29.22	29.15	29.04
Spolu	100.62	99.14	99.33	98.61	99.44	98.61	98.13	100.31	101.81	99.95	99.11	99.96	98.83
Si	2.99	2.99	2.97	2.98	2.99	2.99	3.00	3.02	3.02	2.99	3.00	3.00	3.00
Al ^{IV}	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al ^{VI}	1.99	1.97	1.93	1.98	1.96	1.97	1.98	2.05	2.02	1.97	1.97	2.00	2.00
Fe ³⁺	0.01	0.03	0.07	0.02	0.04	0.03	0.01	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00
Fe ²⁺	2.40	2.11	2.38	2.39	2.09	2.32	1.49	2.31	2.28	1.98	1.97	1.98	1.99
Mg	0.31	0.25	0.30	0.28	0.21	0.27	0.04	0.28	0.34	0.28	0.28	0.27	0.27
Mn	0.19	0.35	0.21	0.22	0.39	0.18	0.79	0.22	0.20	0.67	0.66	0.68	0.66
Ca	0.39	0.28	0.11	0.11	0.31	0.22	0.68	0.10	0.13	0.07	0.08	0.07	0.08
Spolu	8.00	7.99	8.00	8.00	8.00	8.90	8.00	7.99	8.00	8.00	7.99	8.00	8.00
alm	80.07	70.45	79.43	79.79	69.72	77.40	49.81	79.02	77.29	65.14	65.83	65.87	66.56
prp	10.18	8.34	9.98	9.14	6.92	8.87	1.19	9.84	11.61	9.36	9.47	8.86	8.88
sps	6.48	11.79	6.99	7.43	12.89	6.15	26.33	7.68	6.77	22.13	22.14	22.80	22.08
grs	2.88	8.13	0.07	2.55	8.72	5.98	22.03	3.46	4.33	0.76	1.06	2.30	2.44
adr	0.39	1.29	3.53	1.09	1.75	1.60	0.64	0.00	0.00	1.61	1.50	0.17	0.04
Spolu	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
N _{Mg}	10.11	9.13	10.50	9.40	7.62	9.49	1.53	10.17	12.20	9.48	9.63	9.08	9.10
N _{Fe}	82.81	77.97	82.80	82.94	78.18	83.93	64.61	81.87	80.73	68.10	67.87	67.58	68.25
N _{Mn}	7.08	12.39	6.70	7.66	14.19	6.57	33.86	7.95	7.06	22.42	22.49	23.35	22.63

	22-S				24-S				39-MM				
	3		5		1		6		1			2	
	o	s	o	s	o	s	o	s	o	s	o ⁺	o	s
MgO	4.02	3.70	3.96	3.45	2.90	3.24	2.51	3.33	2.77	3.31	2.84	2.67	3.26
Al ₂ O ₃	20.98	20.95	20.87	20.92	21.43	20.80	20.32	20.55	20.44	20.66	20.47	20.55	20.49
SiO ₂	36.84	36.81	37.18	36.69	38.01	36.77	36.35	36.44	36.85	37.05	36.72	37.05	36.84
CaO	1.33	1.38	1.18	1.32	1.50	1.36	1.48	1.69	1.07	1.16	1.17	1.14	1.14
MnO	1.65	3.01	1.83	3.07	5.86	4.96	6.16	5.11	9.79	8.21	9.20	9.41	8.26
FeO	33.74	33.42	33.65	33.79	30.68	30.99	30.62	31.23	28.23	28.69	28.51	28.08	28.60
Spolu	98.56	99.27	98.67	99.24	100.38	98.12	97.44	98.35	99.15	99.18	98.91	98.90	98.59
Si	2.99	2.98	3.01	2.97	3.04	3.01	3.01	2.98	3.00	3.00	3.00	3.02	3.00
Al ^{IV}	0.01	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ^{VI}	2.00	1.97	2.00	1.97	2.02	2.01	1.99	1.96	1.96	1.97	1.97	1.98	1.97
Fe ³⁺	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.04	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03
Fe ²⁺	2.28	2.23	2.28	2.26	2.05	2.12	2.11	2.11	1.89	1.92	1.92	1.90	1.93
Mg	0.49	0.44	0.48	0.42	0.35	0.40	0.31	0.40	0.34	0.40	0.35	0.33	0.39
Mn	0.11	0.21	0.13	0.21	0.40	0.34	0.44	0.35	0.68	0.57	0.63	0.65	0.57
Ca	0.12	0.12	0.10	0.11	0.13	0.12	0.13	0.14	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10
Spolu	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	7.99	8.00	8.00	7.99
alm	76.17	74.28	76.29	75.27	70.70	69.93	71.13	72.95	63.06	64.16	63.86	63.81	64.33
prp	16.20	14.86	16.04	13.90	11.84	13.28	10.40	13.45	11.25	13.37	11.54	10.93	13.23
sps	3.78	6.86	4.23	7.01	13.58	11.54	14.49	11.71	22.57	19.10	21.19	21.90	19.10
grs	3.62	2.48	3.44	2.80	4.39	3.40	3.74	3.84	1.34	2.03	1.91	2.31	1.95
adr	0.23	1.52	0.00	1.02	0.00	0.00	0.67	1.04	1.98	1.33	1.50	1.05	1.39
Spolu	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
N _{Mg}	16.83	15.31	16.59	14.30	12.38	13.83	10.83	14.04	11.82	13.72	11.47	11.23	13.56
N _{Fe}	79.26	77.62	79.05	78.49	73.42	74.16	74.08	73.72	66.46	66.70	65.52	66.68	66.86
N _{Mn}	3.91	7.07	4.36	7.21	14.20	12.02	15.09	12.23	21.72	19.58	23.01	22.50	19.57

Pokračovanie tab. 2

	39-MM				26-S		26-S				4-MM
	3		12		3		12		14		1
	O	S	O	S	O	S	O	S	O	S	O
MgO	2,34	3,49	2,86	3,26	2,71	3,37	2,86	3,30	2,48	3,16	3,23
Al ₂ O ₃	20,07	20,34	20,74	20,62	20,66	20,37	20,86	21,01	20,86	20,43	21,82
SiO ₂	36,93	36,52	36,89	37,02	36,72	35,75	36,75	37,24	36,56	36,47	38,27
CaO	1,14	1,06	1,18	1,21	1,15	0,99	1,23	0,96	1,19	1,12	1,11
MnO	10,36	8,61	9,62	8,39	5,53	4,65	4,96	4,07	5,50	5,04	4,38
FeO	27,86	28,54	28,60	28,75	32,57	32,99	32,26	31,57	32,06	32,14	31,16
Spolu	98,70	98,56	99,89	99,25	99,34	98,12	98,92	98,15	98,65	98,36	99,97
Si	3,03	2,98	2,98	3,00	2,99	2,94	2,00	3,04	3,00	2,99	3,06
Al ^{IV}	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Al ^{VI}	1,94	1,94	1,96	1,97	1,97	1,91	2,00	2,02	2,01	1,96	2,06
Fe ³⁺	0,06	0,06	0,04	0,03	0,03	0,09	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
Fe ²⁺	1,86	1,89	1,89	1,92	2,19	2,18	2,20	2,16	2,20	2,17	2,09
Mg	0,29	0,42	0,36	0,39	0,33	0,41	0,35	0,41	0,30	0,38	0,39
Mn	0,72	0,60	0,65	0,58	0,38	0,32	0,34	0,28	0,38	0,35	0,30
Ca	0,10	0,09	0,10	0,11	0,10	0,09	0,11	0,08	0,11	0,10	0,10
Spolu	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
alm	62,65	62,93	63,12	64,13	72,96	72,55	73,42	73,78	73,56	72,21	72,80
prp	9,67	14,14	11,50	13,14	10,97	13,76	11,59	13,72	10,14	12,87	13,49
sps	24,30	19,84	21,96	19,23	12,72	10,78	11,43	9,62	12,79	11,65	10,36
grs	0,56	0,07	1,41	2,08	1,93	0,00	3,56	2,88	3,51	2,04	3,35
adr	2,82	3,02	2,01	1,42	1,42	2,91	0,00	0,00	0,00	1,23	0,00
Spolu	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
N _{Mg}	9,82	14,30	11,74	13,48	11,24	13,74	12,02	14,12	10,51	13,14	13,93
N _{Fe}	65,53	65,65	65,83	66,78	75,72	75,49	76,11	75,97	76,23	74,96	75,35
N _{Mn}	24,65	20,05	22,43	19,74	13,03	10,77	11,87	9,91	13,26	11,90	10,72

	4-MM			53-MF				18-MF			
	1		4	1		2		1		2	
	S	O	S	O	S	O	S	O	S	O	S
MgO	3,79	3,60	4,12	5,11	6,15	5,94	6,43	4,74	5,82	4,79	6,03
Al ₂ O ₃	21,83	21,89	21,74	20,60	20,88	22,18	22,13	21,31	21,83	21,80	21,72
SiO ₂	38,24	38,74	38,57	36,67	37,44	38,24	39,75	37,36	37,89	37,63	37,78
CaO	1,14	1,39	1,59	1,57	1,60	1,66	1,54	2,38	2,38	2,21	2,39
MnO	3,54	4,16	2,88	0,95	1,04	1,33	1,21	2,62	1,67	2,24	2,00
FeO	31,32	29,76	30,78	32,55	31,21	32,51	31,97	31,20	30,17	31,84	30,16
Spolu	99,96	99,54	99,68	97,45	98,32	101,86	102,03	99,61	99,76	100,51	100,08
Si	3,07	3,10	3,07	2,99	3,00	2,96	2,99	2,99	2,98	2,97	2,97
Al ^{IV}	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03
Al ^{VI}	2,06	2,06	2,04	1,96	1,97	1,98	2,00	2,00	2,01	2,00	1,98
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Fe ²⁺	2,08	2,00	2,06	2,18	2,06	2,08	2,06	2,09	1,99	2,10	1,96
Mg	0,45	0,43	0,49	0,62	0,73	0,69	0,74	0,57	0,68	0,56	0,71
Mn	0,24	0,28	0,20	0,07	0,07	0,09	0,08	0,18	0,11	0,15	0,13
Ca	0,10	0,12	0,13	0,13	0,14	0,14	0,12	0,16	0,20	0,19	0,20
Spolu	8,00	7,99	7,99	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	7,99	8,00	8,00
alm	72,55	70,59	71,46	72,60	68,59	69,33	68,67	69,67	66,78	70,00	65,33
prp	15,66	15,22	17,05	20,67	24,74	23,00	24,66	19,00	22,82	18,67	23,67
sps	8,31	9,98	6,77	2,18	2,36	3,00	2,67	6,00	3,69	5,00	4,33
grs	3,38	4,21	4,72	2,64	2,99	3,67	4,00	5,33	6,71	6,33	5,67
adr	0,00	0,00	0,00	1,91	1,59	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00
Spolu	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
N _{Mg}	16,22	15,88	17,90	21,38	25,37	23,82	25,67	19,96	24,55	20,01	25,03
N _{Fe}	75,18	73,69	74,99	76,36	72,19	73,16	71,59	73,77	71,45	74,56	70,25
N _{Mn}	8,60	10,43	7,11	2,26	2,44	3,02	2,74	6,27	4,00	5,32	4,72

TAB. 3
Zloženie biotitov a staurolitov
Composition of biotite and staurolite

I ⁺	Biotit														
	35-S			40-MM		22-S		24-S		26-S			39-MM		
2 ⁺	2	3	9	3	7	3	5	1	6	3	12	14	1a	1b	1c
Na ₂ O	0,31	0,17	0,27	0,17	0,30	0,40	0,47	0,37	0,54	0,26	0,27	0,30	0,11	0,01	0,01
MgO	9,03	9,09	8,98	8,42	8,14	10,04	10,82	9,31	9,56	8,75	8,74	8,57	9,46	9,91	9,55
Al ₂ O ₃	19,32	19,26	19,40	19,98	18,42	18,57	18,95	19,61	19,03	19,25	19,17	19,38	18,73	19,09	19,01
SiO ₂	34,81	34,67	34,30	34,79	33,94	34,47	35,09	35,20	35,84	34,38	34,82	34,69	34,95	34,21	35,02
CaO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	8,59	8,76	8,84	8,64	8,76	8,22	7,91	9,12	8,90	8,74	8,69	8,98	8,96	8,28	8,91
MnO	0,07	0,06	0,05	0,31	0,22	0,09	0,03	0,21	0,14	0,10	0,11	0,16	0,29	0,31	0,32
FeO	19,74	20,30	20,21	18,42	18,24	16,95	16,81	17,05	17,48	18,59	18,16	18,92	18,20	18,30	17,83
TiO ₂	1,46	1,59	1,66	2,54	2,51	1,82	1,71	2,29	2,40	2,55	2,41	2,58	2,31	2,16	2,37
Spolu	93,33	93,90	93,71	93,30	90,53	90,89	91,40	93,20	93,89	92,62	92,37	93,58	93,01	92,27	93,02
Si	2,75	2,72	2,71	2,75	2,79	2,76	2,76	2,79	2,82	2,75	2,78	2,75	2,77	2,70	2,77
Al ^{IV}	1,25	1,28	1,29	1,25	1,21	1,24	1,24	1,21	1,18	1,25	1,22	1,25	1,23	1,30	1,23
Al ^{VI}	0,54	0,50	0,50	0,62	0,58	0,51	0,52	0,62	0,58	0,56	0,59	0,57	0,52	0,48	0,54
Ti	0,09	0,09	0,10	0,15	0,15	0,11	0,10	0,10	0,14	0,15	0,15	0,15	0,14	0,13	0,14
Mn	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
Fe	1,30	1,33	1,33	1,22	1,26	1,13	1,11	1,13	1,15	1,24	1,21	1,26	1,20	1,21	1,13
Mg	1,06	1,06	1,05	0,99	1,00	1,24	1,26	1,19	1,12	1,04	1,04	1,01	1,12	1,16	1,12
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,05	0,02	0,04	0,03	0,05	0,07	0,08	0,06	0,08	0,04	0,05	0,05	0,02	0,00	0,00
K	0,95	0,98	0,96	0,97	0,95	0,93	0,92	0,94	0,92	0,96	0,95	0,95	0,98	1,00	1,00
N _{Mg}	44,92	44,39	44,20	45,73	46,60	52,23	53,43	49,31	49,00	45,61	46,17	44,68	48,08	48,82	49,30

Minerály v tab. 2 a 3 analyzovali Krištín a Gregorová elektrónovým mikroanalýzátorom Super Probe 733 v laboratóriu CLEM Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave. I⁺ — označenie vzorky, 2⁺ — označenie analyzovaného minerálu, 3⁺ — označenie časti analyzovaného minerálu (o — okraj, s — stred, o⁺ — okraj granátu pri staurolite vo vzorke 35-S alebo začiatok zóny s uzavretinami v granáte vo vzorke 39-MM), N_{Mg} — mólové percentá prvku „i“ v minerále „M“. Zloženie granátov prepočítané na 8 kationov za predpokladu ideálnej stechiometrie R₂³⁺R₂³⁺T₂O₁₂.

Výsledky geotermometrického a geobarometrického štúdia

Teplotné a tlakové podmienky, za ktorých došlo k metamorfnej rekryštalizácii v jednotlivých metamorfných fázach, sme zistili pomocou granátovo-biotitových termometrov podľa Ferryho a Speara (1978) a Perčuka et al. (1983) s korekciou a bez korekcie na obsah mangánu v granátoch. Vo všetkých prípadoch sme pri výpočte teplôt použili rovnaký tlak 400 MPa. Pri vzorke so staurolitom (35 S) sme použili aj granátovo-staurolitový termometer (Fed'kin et al., 1983) odvodený na základe granátovo-biotitového termometra z minerálnej asociácie, v ktorej boli granát, biotit a staurolit evidentne rovnovážne. Keďže v nami študovanej vzorke s prítomnosťou 3 typov granátov nebolo možné jednoznačne priradiť príslušný staurolit k niektorému z typov prítomných granátov (Hovorka et al., 1987), použili sme tento termometer na riešenie rovnovážneho vzťahu St — Gar^I, ale aj St — Gar^{II}, resp. St — Gar^{III}. Z vypočítaných teplôt vyplýva (tab. 4; obr. 4) rovnovážna minerálna asociácia tejto vzorky uvedená v predošlom texte.

Výsledky teplôt vypočítané podľa termometrov Ferryho a Speara (1978) a Perčuka et al. (1983) sa najviac odlišujú vo vyššie teplotnej oblasti (tab. 4; obr. 4). V niektorých prípadoch vykazuje termometer Ferryho a Speara (1978) extrémne vysoké teploty (najmä u rúl z Malej Fatry). Pretože minerálne asociácie v nami študovaných rulách nezodpovedajú týmto hodnotám, z výsledkov použitých termometrov za reálne považujeme hodnoty podľa termometra Perčuka et al. (1983) vypočítané z okrajov granátov (s korekciou na mangán) a z biotitov. Teploty vypočítané z jadier granátov a biotitov považujeme za orientačné. Poukazujú na relatívny vzťah medzi P-T podmienkami I. a II. metamorfnej fázy.

Analýzy horninotvorných minerálov pomocou elektrónového mikroanalýzátora (tab. 2, 3) potvrdili závery z práce Hovorku et al. (1987) o výskyte rôznych typov chemicky zonálnych granátov v študovaných jadrových pohoríach. Nové výsledky upresnili niektoré zistenia uvedené v predchádzajúcej práci (1. c).

Granáty zo vzorky 22 S sú progresívne zonálne s malou zmenou gradientu koncentrácie MgO a MnO. Je to spôsobené relatívne vysokou teplotou

Pokračovanie tab. 3

	Biotit								Staurolit			
	39-MM			4-MM		53-MF		18-MF		35-S		
	2	3	12	1	4	1	2	1	2	2-o	12	2-s
Na ₂ O	0,00	0,00	0,20	0,41	0,26	0,21	0,09	0,02	0,04	0,07	0,00	0,00
MgO	9,62	9,74	9,74	9,62	9,92	10,78	11,03	10,86	10,13	1,45	1,48	1,37
Al ₂ O ₃	18,36	19,16	17,46	20,00	20,28	18,39	20,08	19,70	19,48	54,42	54,19	53,38
SiO ₂	34,17	34,89	34,40	35,84	36,28	35,40	35,64	34,00	35,78	27,01	28,53	26,75
CaO	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,17	0,27	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	8,21	8,69	9,16	8,98	8,77	9,33	9,23	9,41	9,31	0,00	0,00	0,00
MnO	0,30	0,28	0,28	0,23	0,15	0,00	0,02	0,11	0,03	0,16	0,27	0,10
FeO	18,09	17,87	18,14	17,92	17,04	17,49	17,55	18,68	17,95	12,50	13,44	13,43
TiO ₂	2,51	2,37	2,03	2,43	2,52	1,58	1,50	1,86	1,76	0,47	0,49	0,57
Spolu	91,36	93,00	91,44	95,45	95,22	93,18	95,14	94,81	94,75	96,08	98,40	95,60
Si	2,74	2,75	2,79	2,76	2,78	2,79	2,72	2,63	2,77	8,28	8,58	8,27
Al ^{IV}	1,26	1,25	1,21	1,24	1,22	1,21	1,28	1,37	1,23	19,66	19,20	19,46
Al ^{VI}	0,47	0,52	0,45	0,58	0,62	0,49	0,52	0,42	0,56	—	—	—
Ti	0,15	0,14	0,12	0,14	0,15	0,09	0,09	0,11	0,10	0,11	0,11	0,13
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04	0,07	0,05
Fe	1,21	1,18	1,23	1,16	1,09	1,15	1,12	1,21	1,17	3,20	3,38	3,47
Mg	1,15	1,14	1,18	1,10	1,13	1,27	1,26	1,25	1,17	0,66	0,66	0,63
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,03	0,02	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00
K	1,00	1,00	0,97	0,93	0,96	0,97	0,98	0,98	0,97	0,00	0,00	0,00
N _{Mg}	48,65	49,27	48,90	48,88	50,93	51,84	52,83	50,87	50,13	17,10	16,39	15,35

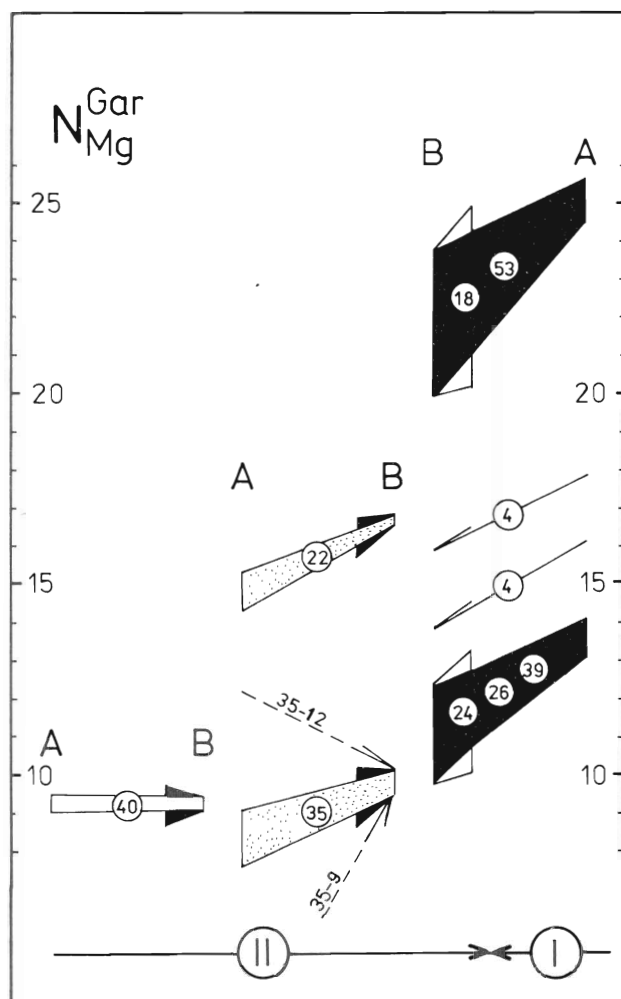
metamorfnej rekryštalizácie, ktorá dosahuje hodnoty 600 °C. Pri takejto teplote dochádza k homogenizácii v zložení granátov (Yardley, 1977; Woodsworth, 1977). Znamená to, že jadrá granátov tejto vzorky nie sú klastogénneho pôvodu.

Vysokoteplotné nezonálne jadrá regresívne zonálnych granátov (24 S, 26 S, 4 MM, 39 MM) predstavujú reliktu granátov prvej metamorfnej fázy. Uvedené zistenie vyplýva z korelácie obsahu mangánu v hornine a v jadrách a okrajoch týchto granátov (Méres, v tlači). Priama závislosť obsahu mangánu v jadrách a okrajoch granátov od obsahu Mn v hornine svedčí o ich blastéze, resp. rekryštalizácii v tom istom chemickom prostredí, ale pri odlišných P-T-X podmienkach (I. a II. metamorfna fáza).

Jadrá granátov 35-12 a 35-9 zo Suchého predstavujú dva genetické typy klastických granátov (Méres, v tlači). Ruly, v ktorých sa vyskytujú, sú typické výskytom progresívne zonálnych granátov s pozvoľnou zmenou gradientu koncentrácie jednotlivých prvkov (granáty 35-2, 3). Tento typ granátov má v študovanom type rúl (v tejto práci reprezentovaný vzorkou 35 S) úplnú kvantitatívnu prevahu. Okraje všetkých 3 typov granátov majú rovnaké zloženie (tab. 2; obr. 3). Výsledky geotermometrie vypočítané z okrajov granátov a biotitu vykazujú iba malé odchýlky (tab. 4). Svedčí to o tom, že okraje všetkých granátov v tejto vzorke dorastali v tom istom prostredí za zhodných P-T-X podmienok. Uvedené zistenia potvrdzujú aj výsledky granátovo-staurolitového termometra (tab. 2; obr. 4).

V chemickom zložení biotitov z rúl Suchého a Malej Magury sme systematické zmeny nezistili. Biotity z rúl, ktoré majú iba znaky progresívnej metamorfózy (22 S, 35 S), majú obsah TiO₂ okolo 1,8 hmotnostných %.

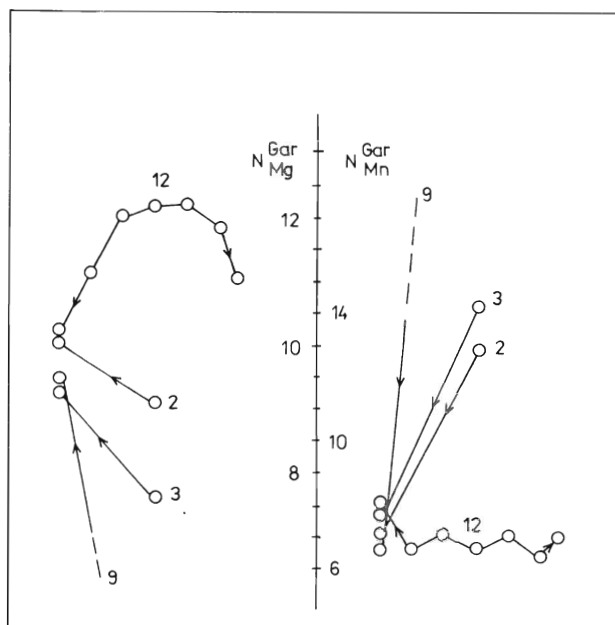
Polymetamorfny charakter rúl s regresívnymi granátmi a vzťah biotitu k jadrú a okraju granátov nás v niektorých prípadoch (obr. 1a) viedli k predpokladu, že v týchto rúlach sú prítomné 2 generácie biotitov, ale štúdiom ich chemického zloženia sa nám to nepodarilo jednoznačne potvrdiť. Veľká väčšina biotitov týchto vzoriek má zhodné alebo veľmi blízke chemické zloženie. V malom množstve sa však vyskytujú biotity, ktoré sa odlišujú obsahom TiO₂. Väčšina vzoriek má obsah TiO₂ okolo 2,5 hmotn. %. Ojedinele boli v rúlach s regresívnym typom granátov analyzované biotity, v ktorých obsah TiO₂ dosahuje len 1,8 hmotnostných % (Méres, v tlači). Obsah oxidov hlavných prvkov je však v oboch typoch identický. Malý rozdiel medzi obsahmi TiO₂ v prvom a druhom type môže byť spôsobený aj analytickou chybou. Nápadná je však horná hranica obsahov TiO₂ v biotitoch zhodná s hornou hranicou obsahov tohto oxidu v biotitoch rúl s progresívne zonálnymi granátmi. Vzhľadom na to, že biotity sú citlivé na zmeny P-T-X podmienok, je nutné uvažovať o ich rekryštalizácii v relatívne vysokých P-T-X podmienkach počas II. metamorfnej fázy. Keďže I. metamorfna fáza prebehla ešte za vyšších P-T-X podmienok, predpokladáme, že Bt^I mali vyšší obsah TiO₂. Podľa teplôt vypočítaných z jadier granátov a biotitov (do 620 °C)



Obr. 2. Horečnosť granátov rúl Suchého, Malej Magury a Malej Fatry vyjadrená v N_{Mg}^{Gar} . A — jadrá granátov, B — okraje granátov, I — reliktná horečnosť granátov I. metamorfnej fázy (resp. horečnosť Gar^I), II — horečnosť granátov zodpovedajúca podmienkam II. metamorfnej fázy (resp. horečnosť Gar^{II}). Číselné označenie to isté ako v tab. 1, 2 a 3 (platí aj pre ostatné obrázky). Šípky vyjadrujú trend zmeny horečnatosti v smere stred — okraj granátu, tmavé pole — oblasť horečnatosti regresívne zonálnych granátov, bodkované pole — oblasť horečnatosti progresívne zonálnych granátov, prázdne pole — oblasť nezonálnych granátov (= nukleačné jadrá).

Fig. 2. Magnesium contents of garnet from the Suchý, Malá Magura and Malá Fatra Mts. expressed by its N_{Mg}^{Gar} value. A — garnet core, B — garnet rim, I — relict magnesium content of garnet from the 1st metamorphic phase (Gar^I magnesium content, respectively), II — magnesium content reflecting the 2nd metamorphic phase (Gar^{II} magnesium content, respectively), Numbering is the same as in Tabs. 1, 2 and 3 (also in further figs.) Arrows indicate changes in magnesium content from garnet core to the rim, the dark field indicates magnesium content of progressively zoned garnet, the void field is the area of unzoned garnet (= nucleation cores).

možno v Bt^I predpokladať pôvodný obsah TiO_2 až do 3 hmotn. %. Rekryštalizácia Bt^I spôsobila zrejme uvoľnenie časti TiO_2 zo štruktúry Bt^I . V tomto zmysle

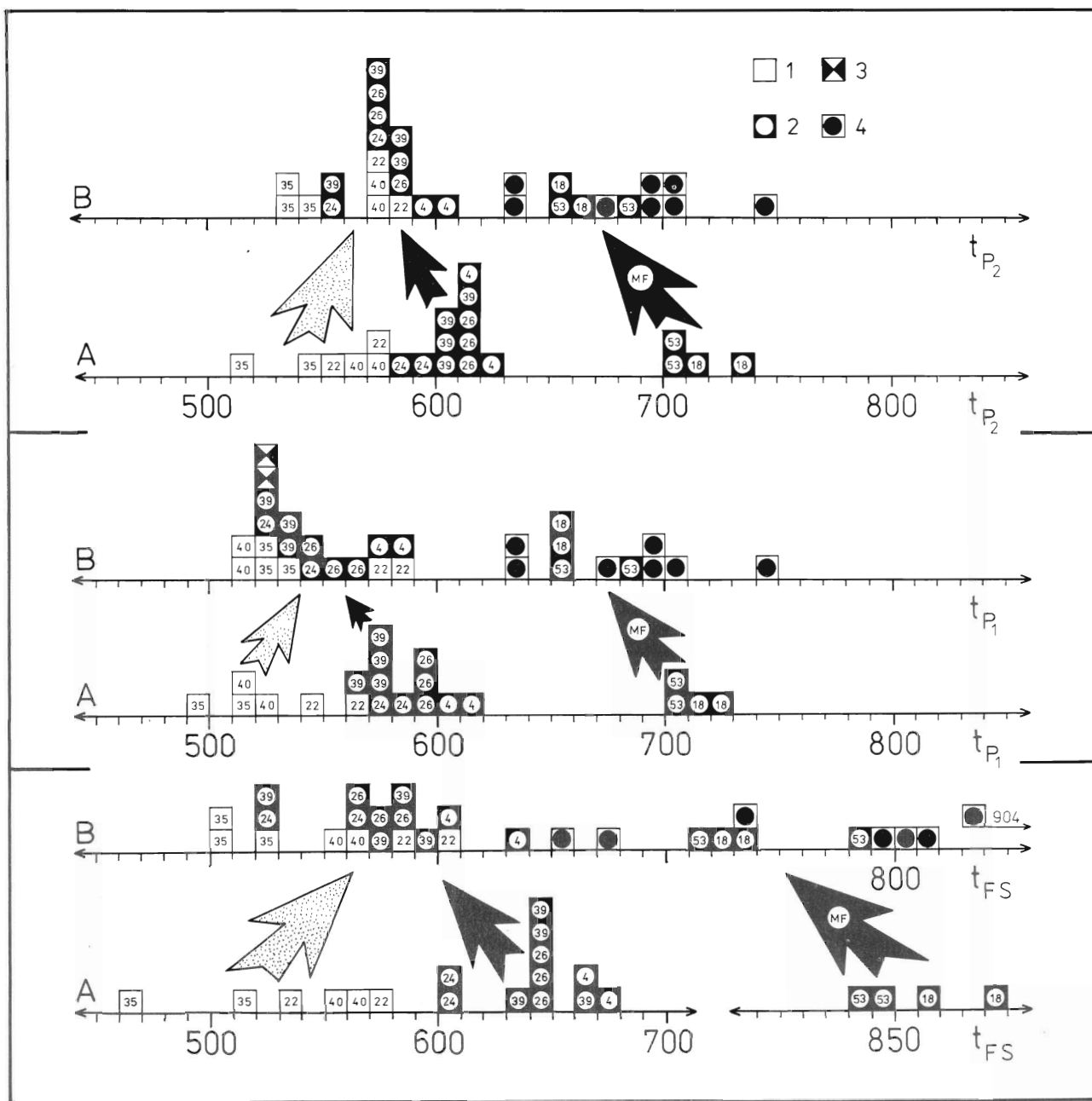


Obr. 3. Charakter zmeny N_{Mg}^{Gar} a N_{Mn}^{Gar} rôznych typov granátov zo vzorky 35-S. Analyzované body (krúžky) v granátoch sú uvedené v tab. 2 okrem granátu 12 (Mérés, v tlači) a profilu granátu 9 (Hovorka et al., 1987 pod označením 35-Sa). Šípka v smere stred — okraj granátu.

Fig. 3. Character of N_{Mg}^{Gar} and N_{Mn}^{Gar} changes for various garnet types of sample 35-S. Analyzed points (circles) of garnet are in Tab. 2 except for garnet No 12 (Mérés, in print) and profile of garnet No 9 (Hovorka et al., 1987, sample 35-Sa). Arrow shows direction from garnet core to the rim.

by mohli biotity s obsahmi TiO_2 okolo 2,5 hmotn. % (ak vylúčime možnosť, že rozdiely v obsahoch TiO_2 sú spôsobené analytikou) predstavovať relikty, resp. pseudomorfózy Bt^{II} po Bt^I a biotity s obsahmi TiO_2 do 1,8 hmotn. % predstavujú novotvorený Bt^{II} . V rulách, v ktorých bol rozdiel P-T-X podmienok prvej a druhej metamorfnej fázy najväčší, došlo až k sillimanitizácii Bt^I .

Granáty v rulách z Malej Fatry sú vysokohorečnaté. Metódou EDAX (Hovorka et al., 1987) sme neodlíšili miernu regresívnu zonálnosť, ktorá je evidentná a systematická pri štúdiu identickej vzorky elektrónovým mikroanalýzátorom. Prejavuje sa najmä poklesom MgO cca o 1 hmotn. % v okrajoch granátov (tab. 2). V niektorých prípadoch je pokles MgO v okrajoch granátov výraznejší (Perčuk et al., 1984). Vznik regresívnych okrajov v granátoch rúl Malej Fatry považujeme za dôsledok metamorfnej rekryštalizácie v P-T-X podmienkach II. metamorfnej fázy tak ako v prípade rúl zo Suchého a Malej Magury. Rozdiel je iba v intenzite; prvá aj druhá metamorfná fáza v Malej Fatre prebehla za vyšších P-T-X podmienok ako v Suchom a Malej Magure. Dokumentujú to aj výsledky geotermometrie a geo-



Obr. 4. Výsledky geotermometrie rúl Suchého, Malej Magury a Malej Fatry. 1 — teploty vypočítané zo stredov (A) a okrajov (B) progresívne zonálnych granátov (1) a regresívne zonálnych granátov (2) granátovo-staurolitovým termometrom (3) a výsledky geotermometrie (4) rúl Malej Fatry z práce Korikovskij et al. (1983). Trend zmeny teploty v smere stred — okraj: bodkované šípky — progresívne zonálnych granátov, plné šípky — regresívne zonálnych granátov; t_{FS} , t_{P1} , t_{P2} — vysvetlivky sú uvedené pod tab. 4. Z trendu zmeny teplôt v smere stred — okraj granátov, ako aj z ich absolútnych hodnôt (t_{P2}) vyplýva, že podmienky II. metamorfnej fázy spôsobili blastézu progresívne zonálnych granátov a teplota dosiahla maximálnu hodnotu 600 °C (v Malej Fatre 650 °C). Trend zmeny vypočítaných teplôt z progresívne zonálnych granátov a jeho hodnota vypočítaná pre okraje granátov potvrdzuje skutočnosť, že ich regresívny charakter spôsobila II. metamorfna fáza, nie regresné štádium I. metamorfnej fázy.

Fig. 4. Results of thermometric research on gneiss samples from the Suchý, Malá Magura and Malá Fatra Mts. 1 — temperature calculated for core (A) and rim (B) of progressively zoned garnet (1) as well as of regressively zoned garnet (2), the same using garnet-staurolite thermometer (3), or geothermometric results obtained by Korikovskij et al. (1983) for the Malá Fatra Mts. Stippled arrow shows temperature change in progressively zoned garnet, full arrow indicates the same in regressively zoned garnet. t_{FS} , t_{P1} and t_{P2} are values explained in Tab. 4. Trends of temperature changes from garnet core to rim as well as the absolute temperatures (t_{P2}) indicate that conditions during the 2nd metamorphic phase induced the blastesis of progressively zoned garnet and the maximal temperature achieved was 600 °C (650 °C for the Fatra Mts). Calculated temperature trends in progressively zoned garnet together with values for garnet rims confirm that the regressive character is induced by the 2nd metamorphic phase and not by the regression stage of the 1st metamorphic phase.

TAB. 4
Výsledky geotermometrie a geobarometrie
Results of geothermometric and geobarometric research

	35-S-2	35-S-2	35-S-3	35-S-12	35-S-9	40-MM-3	40-MM-7	22-S-3	22-S-5	24-S-1	24-S-6	26-S-3
t_{FS}^{-o}	529	—	505	—	507	561	558	606	585	566	521	573
t_{FS}^{-s}	517	—	464	—	(223)	568	555	580	538	601	608	648
t_{P1}^{-o}	536	—	526	—	529	525	521	588	576	545	522	552
t_{P1}^{-s}	518	—	491	—	(305)	527	521	568	545	567	573	593
t_{P2}^{-o}	545	—	537	—	537	572	571	589	578	572	551	576
t_{P2}^{-s}	542	—	518	—	(382)	575	569	577	555	589	595	612
t_F^{-o}	—	525	—	527	—	—	—	—	—	—	—	—
t_F^{-s}	—	520	—	(566)	—	—	—	—	—	—	—	—
p-o	220	—	186	—	185	320	309	421	401	356	282	330
p-s	208	—	112	—	—	330	304	389	432	406	422	441

	26-S-12	26-S-14	39-MM-1	39-MM-2	39-MM-3	39-MM-12	4-MM-1	4-MM-4	18-MF-1	18-MF-2	53-MF-1	53-MF-2
t_{FS}^{-o}	587	561	582 602 ⁺	579	556	585	590	603	729	738	717	782
t_{FS}^{-s}	647	648	645	642	661	637	664	672	856	896	834	834
t_{P1}^{-o}	561	545	532 544 ⁺	531	503	538	572	585	654	660	651	687
t_{P1}^{-s}	595	591	569	568	575	565	506	613	715	728	703	709
t_{P2}^{-o}	582	570	581 590 ⁺	579	556	585	590	503	654	665	651	687
t_{P2}^{-s}	611	612	609	608	616	606	617	622	715	732	703	709
t_F^{-o}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
t_F^{-s}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
p-o	357	305	390 410 ⁺	378	304	402	405	460	568	534	575	632
p-s	442	436	477	472	502	453	483	506	680	698	685	680

Výsledky vypočítané graničovo-biotitovým termometrom: t_{FS} — Ferry a Spear (1978), t_{P1} — Perčuk et al. (1983) bez korekcie na mangán v granátoch; t_{P2} — (1. c.) s korekciou na mangán v granátoch, t_F — graničovo-staurolitový termometer (Fed'kin et al., 1983). p-o — tlak (Perčuk et al., 1983) počítaný pre asociáciu Bt + Gar + Ms + Sil + Qtz, o — okraj granátu — biotit, resp. staurolit, s — stred granátu — biotit, resp. staurolit, + — teploty a tlaky počítané pre styčnú zónu číreho lemu s uzavreninami, t — teploty v °C; p — tlaky uvádzané v MPa.

26-S-3: 26 — číslo vzorky, S — Suchý (MM — Malá Magura, MF — Malá Fatra), 3 — granát 3 (tab. 2) a biotit 3 (tab. 3).

barometrie (tab. 4; obr. 4). Biotity tvoria v niektorých typoch rúl drobné lupene (Bt^{II}), ktoré často lemujú granáty; miestami sa zdá, že vznikajú na úkor granátov (obr. 1b). V ich chemickom zložení je pri pomerne vysokej horečnatosti nápadný nízky obsah TiO₂ (do 1,8 hmotn. %). Granáty týchto typov rúl javia znaky kataklázy (obr. 1f). Kremeň má charakter pretiahnutých xenoblasticky obmedzených zrn, ktorých rozmery sú zreteľne menšie ako rozmery granátov a plagioklasov, ktoré často lemujú. Výsledky geotermometrie poukazujú na vysoké teploty (okolo 650 °C), pri ktorých sa v biotitoch rúl uvádza obsah TiO₂ okolo 3,5 hmotn. %. Uvedené zistenia nás vedú k záveru, že tieto ruly pravdepodobne predstavovali svetlé metamorfované horniny, v minerálnom zložení

ktorých boli granáty, bázičné plagioklasy, kremeň, prípadne v menšom množstve biotit a niektorá z foriem Al₂SiO₅. Rekryštalizácia týchto hornín v podmienkach II. metamorfnej fázy spôsobila vznik hornín, ktoré mali podobné vlastnosti ako vysokotepločné blastomylonity (blastomylonity amfibolitovej fácie) za vzniku regresívne zonálnych granátov, Bt^{II} a Qtz^{II}.

Vymedzenie a definovanie dvoch predalpínskych metamorfných fáz

Alpínska metamorfóza sa v kryštalických komplexoch študovaných jadrových pohorí uplatnila len lokálne (Kahan, 1980; Cambel, Korikovskij, 1986).

Jej produktom sú blastomylonity, fylonity, resp. kakerity viazané na alpínske disjunkčné štruktúry. Vzniknuté minerálne asociácie zodpovedajú nízko-teplotnej oblasti fácie zelených bridlíc.

V Suchom, Malej Magure a Malej Fatre je možné odlišiť najmenej dve predalpínske metamorfo-rekryštalizačné fázy, ktoré prebehli za podstatne vyšších P-T-X podmienok, ako dosiahla alpínska metamorfóza. Z hľadiska rekonštrukcie metamorfných podmienok, ako aj vyčlenenia dvoch predalpínskych metamorfných fáz (Hovorka et al., 1987) má osobitné postavenie vzorka 35 S. Nachádzajú sa v nej rôzne typy granátov, ktoré majú veľký genetický význam. Granát 35-12 je charakteristický dvoma zónami: zónou s mikrouzavreninami, ktorá tvorí jadro, a čírym lemom. Granát je čiastočne uzavretý v staurolite (tab. I/4 in Hovorka et al., 1987). Analýzy v profile cez tento granát sú uvedené v práci Méresa (v tlači). V tab. 2 uvádzame analýzy okraja a stredu tohto granátu. Svojím charakterom zodpovedá regresívne zonálnym granátom (obr. 3). Teploty vypočítané granátovo-staurolitovým termometrom (Fed'kin et al., 1983) sú na základe páru okraj granátu a staurolitu 527 °C a na základe stredov granátu a staurolitu 566 °C (tab. 4). Teplota vzniku okraja tohto granátu je porovnateľná s teplotami vypočítanými pomocou granátovo-biotitového termometra bez korekcie na mangán (Perčuk et al., 1983) z okrajov progresívne zonálnych granátov v tejto vzorke (35-2, 35-3) a koexistujúcich biotitov (tab. 4). Teplota vypočítaná pre jadro tohto granátu je vyššia ako teplota pre okraj, čomu zodpovedá aj celkový regresívny charakter zonálnosti tohto granátu. V porovnaní s progresívne zonálnymi granátmi z tejto vzorky je zmena chemického zloženia granátu 12 protichodná (obr. 3). Vylučuje to vznik v rovnakých P-T-X podmienkach a pri rovnakom trende zmeny P-T podmienok. Pri blastéze granátov s progresívnym typom chemickej zonálnosti (35-2, 35-3) musela teplota vzrastať. Pri blastéze granátu s regresívnym typom chemickej zonálnosti (35-12) by musela teplota klesať. Vzhľadom na to, že granát 35-12 zodpovedá svojím charakterom vzorkám regresívnych granátov (obr. 2), považujeme uvedené zistenie za dôkaz toho, že jeho jadro predstavuje klastický vysokoteplotný granát z metamorfítov, ktoré vznikli v podmienkach I. metamorfnej fázy. Jeho číry lem, ktorý dotvára celkove regresívny charakter chemickej zonálnosti, vznikol v podmienkach II. metamorfnej fázy, čo potvrdzuje aj vypočítaná teplota ($t = 527\text{ °C}$). Ďalším geneticky odlišným typom klastických granátov v tejto vzorke je granát označený 35-9. Už v mikroskope je nápadný odlišiteľnými 3 zónami: jadrom bez uzavrenín, prechodnou zónou s uzavreninami a čírym homogénnym lemom (tab. I/2 in Hovorka et al., 1987). Charakter zmeny chemického zloženia tohto granátu je na

obr. 2, 3. V tejto práci uvádzame v tab. 2 analýzy jeho jadra a okraja, ako aj analýzy biotitu koexistujúceho s jeho okrajom. Výsledky geotermometrie potvrdzujú predchádzajúce konštatovanie o ekvilibracii okrajov všetkých 3 typov granátov vzorky 35 S v rovnakých P-T-X podmienkach. Zloženie jadra granátu 35-9 sa výrazne líši od zloženia jadier granátov, o ktorých sme písali v predchádzajúcej časti. V zóne s uzavreninami, ktorá nasadá na jadro, sa výrazne mení gradient koncentrácie jednotlivých prvkov a nadobúda zhodné črty s gradientom koncentrácie prvkov v progresívne zonálnych granátoch (35-2, 35-3). Z tohto dôvodu považujeme jadro tohto granátu za klastické. Svojím zložením však nezodpovedá I. typu klastických granátov (35-12), od ktorého sa odlišuje výrazne nižším obsahom MgO a vyšším obsahom CaO a MnO (tab. 2). Granáty s takýmto zložením sú typické pre horniny metamorfované v podmienkach fácie zelených bridlíc. Uvedené zistenie spolu s konštatovaním, že horečnatosť prvého genetického typu klastických granátov (jadro granátu 35-12) je relatívne nižšia, ako je horečnatosť jadier regresívne zonálnych granátov vo vzorkách 24 S, 26 S, 4 MM, 39 MM, ako aj trend vzrastu horečnatosti granátov v smere Suchý, Malá Magura, Malá Fatra nás vedie k záveru, že je to spôsobené pôvodnou vertikálnou zonálnosťou metamorfovaného komplexu po I. metamorfnej fáze (obr. 6a). Jadro granátu 35-9 v zmysle tejto úvahy predstavuje klast granátov z relatívne vrchnejšej časti tohto komplexu, ktorá bola najintenzívnejšie erodovaná.

Nezonálny charakter biotitov a rovnaké zloženie biotitov dotýkajúcich sa jadra a okraja granátov (obr. 1) dokumentujú analýzy zo vzorky 39 MM (tab. 3, Bt 1a, 1b, 1c). Z vypočítaných teplôt vyplýva (tab. 4), že jadrá vznikli minimálne pri teplote 610 °C a číry lem v rozmedzí 590–580 °C.

Z predošlých zistení (Hovorka et al., 1987), ako aj na základe nových údajov uvedených vyššie možno v Suchom, Malej Magure a Malej Fatre vyčleniť 2 predalpínske metamorfné fázy (cykly). V Suchom a v Malej Magure I. metamorfná fáza prebehla v rozsahu teplôt 580–620 °C a pri tlakoch 400–500 MPa. Po jej kulminácii došlo k tektonickej aktivite, výzdvihu a erózii vrchnej časti metamorfovaného komplexu. Druhá metamorfná fáza prebehla v rozsahu 540–600 °C a pri tlakoch 200–400 MPa. V Malej Fatre prebehla I. aj II. metamorfná fáza za vyšších P-T-X podmienok. Zo zložitého vzťahu biotitu a granátu, komentovaného vyššie, možno predpokladať, že teplota I. metamorfnej fázy dosiahla hodnotu 730 °C (pričom horná hranica teplôt, vzhľadom na to, že je vypočítaná z jadra granátu a z matrixu biotitu, nie je uvedeným údajom obmedzená) a tlak dosiahol hodnotu 700 MPa. Druhá metamorfná fáza prebehla pri teplote do 650 °C a pri tlaku do 600 MPa.

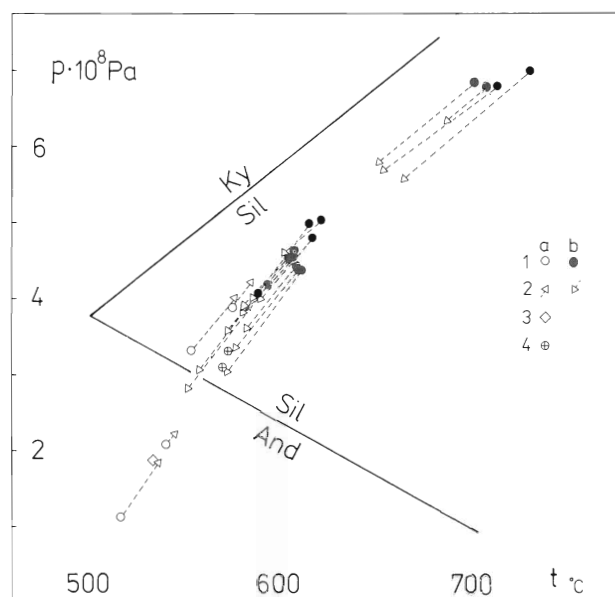
Diskusia

V práci uvádzame dôkazy na uplatnenie sa 2 predalpínskych metamorfo-rekryštalizačných fáz v metamorfitoch Suchého, Malej Magury a Malej Fatry. To, že nejde o rekryštalizáciu v rámci jedného cyklu (s jeho progresívnou a regresívnou etapou blastézy minerálnej asociácie), vylučuje niekoľko zistení. V prvom rade je to prítomnosť dvoch typov klastických granátov a divergentný charakter zmeny ich chemického zloženia v profile (obr. 3.). Ďalším dôkazom sú vlastnosti biotitov zo vzoriek majúci iba znaky progresívnej (t. j. II. metamorfnej fázy) metamorfózy (35 S, 22 S) a prítomnosť dokonale vyvinutých porfyrblastov staurolitov vo vzorke 35 S. Tieto vlastnosti sa odrážajú aj vo výsledkoch geotermometrie a geobarometrie (obr. 4, 5). Smerom k okrajom granátov majú vypočítané hodnoty teplôt a tlakov vzrastajúcu tendenciu.

To, že podmienky II. metamorfnej fázy spôsobili rekryštalizáciu, resp. ekvilibračiu minerálnej asociácie I. metamorfnej fázy, názorne dokumentujú výsledky geotermometrie a geobarometrie (tab. 4), ako aj charakter zmeny horečnatosti granátov (obr. 2). Vzájomná interakcia je evidentná z obr. 4 pri teplotách t_{p2} , ktoré z vyššie spomenutých dôvodov považujeme za najreálnejšie. Ten istý vzťah aj so zohľadnením vypočítaných tlakov je vidieť na obr. 5.

Interpretáciu, ktorú prezentujeme v tejto práci, podporujú aj zistenia z iných horninových komplexov. Granáty v peraluminóznych granitoch Suchého a Malej Magury (Hovorka a Fejdi, 1983) majú nápadne podobné vlastnosti ako nami zistené drobné nukleačné jadrá ($\text{Gar}^{\text{II}+}$), resp. okraje regresívne zonálnych granátov. Prítomnosť sillimanitu v týchto granitoch, ich relatívna čerstvosť oproti iným typom granitov týchto pohorí, ako aj peraluminózne charakter môže poukazovať na vzájomný časový vzťah intrúzie týchto granitov a metamorfózy klastického materiálu metamorfítov a magmatitov I. metamorfnej fázy v rovnakých P-T-X podmienkach a v blízkom geotektonickom prostredí. Znamená to, že v študovanom regióne sa vyskytujú z hľadiska času a geotektonického postavenia rozdielne metamorfity a magmatity. Predpokladáme, že peraluminózne granity intrudovali v období metamorfnej rekryštalizácie počas II. metamorfnej fázy.

Problematika polymetamorfózy predvrchnokarbonských metamorfovaných komplexov centrálnej zóny Západných Karpát je veľmi aktuálna, a rieši sa už niekoľko desaťročí (Kamenický, 1961 in Cambel et al., 1961; Kamenický, 1982; Vrána, 1966; Krist, 1980; Cambel, Korikovskij, 1986). Najmä Cambel a Korikovskij (1986) podrobne uvádzajú predchádzajúce názory, pričom zaujali aj stanovisko k nejednoznačne používaným termínom v minulosti. Pod termínom

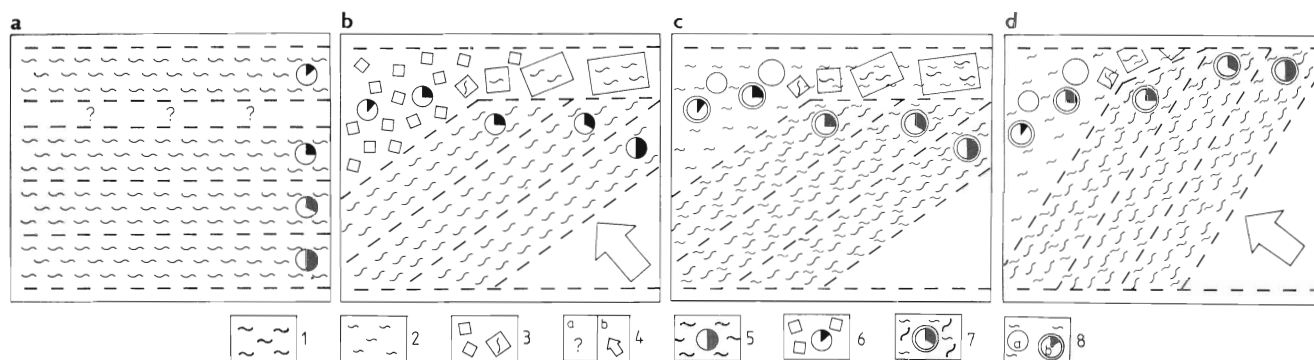


Obr. 5 Výsledky geotermometrie a geobarometrie rúl Suchého, Malej Magury a Malej Fatry v diagrame p - t s trojným bodom Al_2SiO_5 modifikácií podľa Holdaway (1971), t a p vypočítané granátovo-biotitovým termometrom zo stredov (1) a okrajov (2) progresívne (a) a regresívne (b) zonálnych granátov, 3 — z okraja granátu 35-9, 4 — zo vzorky 40-MM s drobnými nezonálnymi granátmi (= nukleačné jadrá). Z obrázku je evidentná rekryštalizácia Gar^{I} a Bt^{I} v P-T podmienkach II. metamorfnej fázy (prekrývajú sa výsledky vypočítaných p a t z okrajov progresívne a regresívne zonálnych granátov).

Fig. 5. Results of geothermometric and geobarometric research on gneiss samples of the Suchý, Malá Magura and Malá Fatra Mts. in the pressure /temperature plot with Al_2SiO_5 triple point according to Holdaway (1971). Temperature and pressure calculated using the garnet-biotite thermometer from cores (1) and rims (2) of progressively (a) as well as regressively (b) zoned garnet, from the garnet rim in sample 35-9 (3) and from sample 40-MM with fine unzonated garnet (nucleation cores). The figure evidences recrystallization of Gar^{I} and Bt^{I} under the conditions of the 2nd metamorphic phase (overlapping results of calculated p and t for the rims of progressively and regressively zoned garnet grains).

regresívna metamorfóza rozumejú zámenu vysoko-
teplotných metamorfných minerálnych asociácií nižšie teplotnými. Tento proces môže prebiehať počas retrográdneho štádia jedného metamorfného cyklu (Harker, 1939). Cambel a Korikovskij (l. c.) sa pridržujú tejto definície retrográdnych procesov. Súčasne termín diaforéza používajú pre metamorfo-rekryštalizačné procesy, ktoré prebiehajú v časovo následnom metamorfnom cykle (Hsü, 1955).

V zmysle uvedeného nami študované rulové sekvencie predstavujú polymetamorfovaný horninový komplex. Prvá metamorfná (rekryštalizačná) fáza prebehla pri vysokých P-T-X podmienkach (obr. 6 a). Následná tektonická aktivita a erózia časti komplexu spôsobila vznik detritu psamitického zrnitostného typu z metamorfítov a magmatitov rôzneho druhu,



Obr. 6. Metamorfny vývoj rúl Suchého, Malej Magury a Malej Fatry (idealizovaná schéma) a — metamorfovaný komplex po I. metamorfnej fáze; t (580—730 °C), p (400—700 MPa); b — výzdvih metamorfovaného komplexu (a) v dôsledku tektonickej aktivity a erózia jeho vrchnej časti; c — situácia po I. metamorfnej fáze; t (540—650 °C), p (200—600 MPa); d — súčasný zrez bez zohľadnenia metamorfneho účinku alpského orogénu. 1 — metamorfóza v podmienkach I. metamorfnej fázy, 2 — metamorfóza v podmienkach II. metamorfnej fázy, 3 — drobnoklastický materiál a bloky (olistolity?) z horninového komplexu metamorfovaného v podmienkach I. metamorfnej fázy, 4a — metamorfity nižšej ako amfibolitovej (?) fácie, 4b — tektonická aktivita (vertikálny výzdvih metamorfovaného komplexu), 5 — Gar^I, 6 — Gar^{I+}, 7 — Gar^{II} — okraje regresívne zonálnych granátov, 8a — Gar^{II} — progresívne zonálne granáty (označenie granátov zodpovedá označeniu v tab. 1), 8b — klasické granáty ekvilibrované v podmienkach II. metamorfnej fázy (35-9, 35-12). Tmavý výsek v krúžkoch predstavuje relatívne zastúpenie pyropovej zložky v granátoch.

Fig. 6. Metamorphic evolution of gneiss samples from the Suchý, Malá Magura and Malá Fatra Mts. (idealized). a — metamorphic complex after the 1st metamorphic phase (580—730 °C temperature and 400—700 MPa pressure), b — uplift of the metamorphic complex generated under (a) due to tectonic activity and erosion of upper levels, c — situation after the 2nd metamorphic phase (540—650 °C temperature, 200—600 MPa pressure), d — recent surface relief without the effects of Alpine overprint; 1 — metamorphism under the conditions of the 1st phase, 2 — metamorphism under the conditions of the 2nd phase, 3 — fine clastic material with boulders (olistoliths?) from the rocks of the 1st phase, 4a — metamorphite undergoing lower than amphibolite facies (?) metamorphism, 4b — tectonic activity (vertical uplift of the metamorphic complex), 5 — rim of regressively zoned garnet Gar^I, 6 — Gar^{I+}, 7 — rim of regressively zoned garnet Gar^{II}, 8a — progressively zoned garnet Gar^{II} (symbols refer to Tab. 1), 8b — clastic garnet equilibrated under conditions of the 2nd metamorphic phase (35-9, 35-12). Dark segment in circles shows relative proportion of pyrope constituent in garnet.

ale aj vznik blokov (olistolitov?) týchto hornín (obr. 6b).

Druhá metamorfno-rekryštalizačná fáza mala tak v nami vymedzených podmienkach progresívny charakter na psamitický klastogénny materiál. Jej produktom sú metamorfity zodpovedajúce týmto P-T-X podmienkam (reprezentované vzorkami 35 S a 22 S). Na bloky metamorfítov I. metamorfnej fázy, ako aj na hlbšie podložie komplexu mala II. metamorfna fáza regresívny (čo vyplýva z nižších P-T-X podmienok) charakter (obr. 6c). Rekryštalizované bloky, resp. podložie v nami študovanom súbore rúl reprezentujú vzorky 24 S, 26 S, 4 MM, 40 MM, 39 MM. Z toho vyplýva, že žiadne z doteraz používaných označení (diaforéza, retrográdna metamorfóza) nevystihuje podstatu uvedených procesov, a teda jednoslovné charakterizovanie priebehu diskutovaných procesov nie je vhodné.

Zdôrazňujeme, že uvedené procesy sme dešifrovali analýzou jedného horninového typu — rúl. Je logické predpokladať, že tieto procesy museli postihnúť aj ďalšie horninové typy v asociácii s rulami.

Charakterizovaním dvoch časovo oddelených fáz tvorby minerálnych asociácií v rulách vzniká problém ich časového zaradenia. Priebeh metamorfno-rekryštalizačných procesov v II. metamorfnej fáze zaraďujeme jednoznačne do variského obdobia. Prvá meta-

morfno-rekryštalizačná fáza mohla prebehnúť: a) v predchádzajúcom, t. j. kaledónskom orogéne, b) v niektorom z mladoproterozoických cyklov (dalslandský, kadómsky).

Vychádzajúc zo všeobecne prijímaných zistení, že kaledónsky cyklus mal prevažne vrásnivý, prípadne len slabo rekryštalizačný účinok, priebeh metamorfno-rekryštalizačných procesov I. metamorfnej fázy v rulách študovaných pohorí zaraďujeme do mladšieho proterozoika.

Záver

Kombinácia mikroskopického štúdia rúl diskutovaných jadrových pohorí Západných Karpát spolu s vyhodnotením nových analýz ich minerálov nás vedie k záveru, že daný horninový komplex už i z pohľadu predalpínskych procesov predstavuje výrazne polymetamorfovaný komplex.

Charakterizované metamorfno-rekryštalizačné fázy zaraďujeme jednoznačne do predalpínskeho obdobia. Staršia patrí svojím priebehom do mladšieho proterozoika. Potom nasledovala tektonická aktivita v danej oblasti a následne erózia časti komplexu metamorfítov a magmatitov. Mladšia, II. metamorfno-rekryštalizačná fáza mala progresívny charakter na klastický materiál psamitického radu (droby) a zároveň regre-

sívny charakter na bloky a na podložie z metamorfitov a magmatitov I. metamorfnej fázy (resp. orogénu) I. cyklu. Je totožná s variským obdobím. Alpínsky orogén spôsobil v daných komplexoch ďalšiu tektonickú redistribúciu hornín a slabú lokálnu metamorfózu (fácia zelených bridlíc). Jeho produktom je zrez v diskutovaných jadrách, dostupný súčasnému pozorovaniu (obr. 6d), v ktorom sú prítomné progresívne aj regresívne typy metamorfitov. Ich priestorovú distribúciu bude možné definovať až po následnom detailnom štúdiu.

Literatúra

- Cambel, B., Korikovskij, S. P. 1986: Variscijskij retrogradnyj metamorfizm i alpijskij diaforez v kristallinikume Zapadnych Karpat. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 3, 335—363.
- Cambel, B., Kamenický, J., Krist, E. 1961: Poznámky ku geológii kryštalinika Malých Karpát, Považského Inovca, Trábeča a západnej časti Vepora. *Sprievodca, sekcia A — kryštalinikum. Bratislava, GÚDŠ*, 6—24.
- Dyda, M. 1988: Retrograde processes in paragneisses of the Suchý and Malá Magura Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 2, 241—257.
- Fedkin, V. V., Giris, A. V., Jakovleva, L. Ju. 1983: Termodynamičeskije uslovija obrazovanija drevnejšich metamorfičeskich tolšč Severnogo Pamira. *Očerki Fiz. Chim. Petrologii, Vyp.*, XI, 172—214.
- Ferry, G. M., Spear, F. S. 1978: Experimental Calibration of the Partitioning of Fe and Mg Between Biotite and Garnet. *Contr. Mineral. Petrology*, 66, 2, 113—117.
- Holdaway, M. J. 1971: Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Amer. J. Sci.*, 271, 2, 97—131.
- Hovorka, D., Fejdi, P. 1983: Garnets of peraluminous granites of the Suchý and the Malá Magura Mts. (The Western Carpathians) — their origin and petrological significance. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 34, 1, 103—115.
- Hovorka, D., Méres, Š., Kristín, J. 1987: Granáty pararúl centrálnej zóny Západných Karpát. *Miner. slov.*, 19, 4, 289—309.
- Harker, A. 1939: Metamorphism. 2nd Ed. London, Methuen and Co.
- Harker, A. 1939: Monometamorphism, polymetamorphism and retrograde metamorphism. *Amer. J. Sci.*, 253, 4, 237—239.
- Kahan, Š. 1980: Strukturelle und metamorphe Charakteristik des Kristallins des Gebirges Strážovské vrchy (Suchý und Malá Magura). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 4, 577—601.
- Kamenický, J. 1982: Vývoj a podmienky metamorfózy severozápadnej časti veporského rudohoria. In: *Metamorfne procesy v Západných Karpatoch. Bratislava, GÚDŠ*, 23—37.
- Korikovskij, S. P., Kahan, Š., Putiš, M., Petrik, I. 1987a: Metamorfická zonalnosť v kristallinikume Suchí i vysokotemperaturnýj autometasomatoz v glinozemnistých granitoch Strážovských gor. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 38, 2, 181—203.
- Korikovskij, S. P., Kamenický, L., Macek, J., Boronichin, V. A. 1987b: PT-uslovija metamorfizma kristalličeskich slancev Maloj Fatry (v razreze Mlynskogo ručja i jeho okresnostej). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 38, 4, 409—427.
- Krist, E. 1980: Diaforéza v západnej časti veporidného kryštalinika. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 34, 5—30.
- Maheľ, M., Kamenický, J., Fusán, O., Matějka, A. 1967: Regionálna geologie ČSSR. Díl II. *Západní Karpaty, zv. 1. Praha, ČSAV*, 496 s.
- Méres, Š., Hovorka, D., Kristín, J. 1986: Zonalnosť granátu metasedimentov centrálnej zóny Západných Karpát. *Miner. slov.*, 18, s. 382.
- Méres, Š. (v tlači): Correlation between the temperatures of the genesis and the contents of some elements in minerals and rocks illustrated on the paragneisses of the Strážov Upland. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 45.
- Perčuk, L. L., Lavrentjeva, I. V., Aranovič, L. Ja., Podlesskij, K. K. 1983: Biotit-granat-kordieritovyje ravnovesija i evolucija metamorfizma. *Moskva, Nauka*, 197 s.
- Perčuk, L. L., Lavrentjeva, I. V., Kotelnikov, A. R., Petrik, I. 1984: Sravnitel'naja charakteristika termodynamičeskich režimov metamorfizma porod glavnogo kavkazskogo chrebtá i Zapadnych Karpat. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 1, 105—155.
- Vrána, S. 1966: Alpidische metamorphose der Granitoide und Foederata-Serie im mittelteil der Veporiden. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 6, 29—84.
- Woodsworth, G. J. 1977: Homogenization of zoned garnets from pelitic schists. *Canad. Mineral.*, 15, 2, 230—242.
- Yardley, B. W. D. 1977: An empirical study of diffusion in garnet. *Amer. Mineralogist*, 67, 7—8, 793—800.

Štruktúrny a metamorfny vývoj kryštalinika východnej časti Nízkyh Tatier

MARIÁN PUTIŠ

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

(Doručené 8. 9. 1988)

Structural-metamorphic development of the crystalline complex of the eastern part of the Low Tatras

The nappe structure (6 subordinate nappes) of the crystalline complex of the eastern (Veporic) part of the Low Tatras was based during the Hercynian orogenesis and it was finally formed later, mainly during the first Alpine deformation stage (AD₁) in connection with the formation of the Krížna nappe. Medium grade metamorphites (the Ľubietová complex and the Hron complex respectively) prevail over those of low grade (the Jánov grúň complex) in the Hron system of nappes. The metamorphism reached boundary between low and medium grade in the Kráľova hoľa system of nappes (max. 487 °C); it corresponds to low grade metamorphism of the Predná Hoľa nappe (complex).

Úvod

V zmysle Zoubkovho (in Buday et al., 1961) členenia kryštalinika veporskej zóny centrálnych Západných Karpát v predložennom príspevku ide o vzťah kraklovskej subzóny (resp. Ľubietovsko-kraklovskej, t. j. najsevernejšej subzóny) a susednej, južnejšej, kráľovohofskej subzóny, nasunutej na kraklovskú. V zmysle Klincovho (1966, 1976) členenia kryštalinika veporika na čiastkové alpínske príkrovy ide o vzťah tektonickej jednotky hronského komplexu (interpretovanej ako najspodnejšia a najsevernejšia tektonická jednotka veporického kryštalinika) a tektonickej jednotky kráľovohofského komplexu, nasunutej od J na S na predchádzajúcu.

V príspevku sú zhrnuté výsledky autora získané geologickým mapovaním v M 1 : 25 000 (v rokoch 1978—1987), štruktúrnou analýzou a mikroskopickým štúdiom.

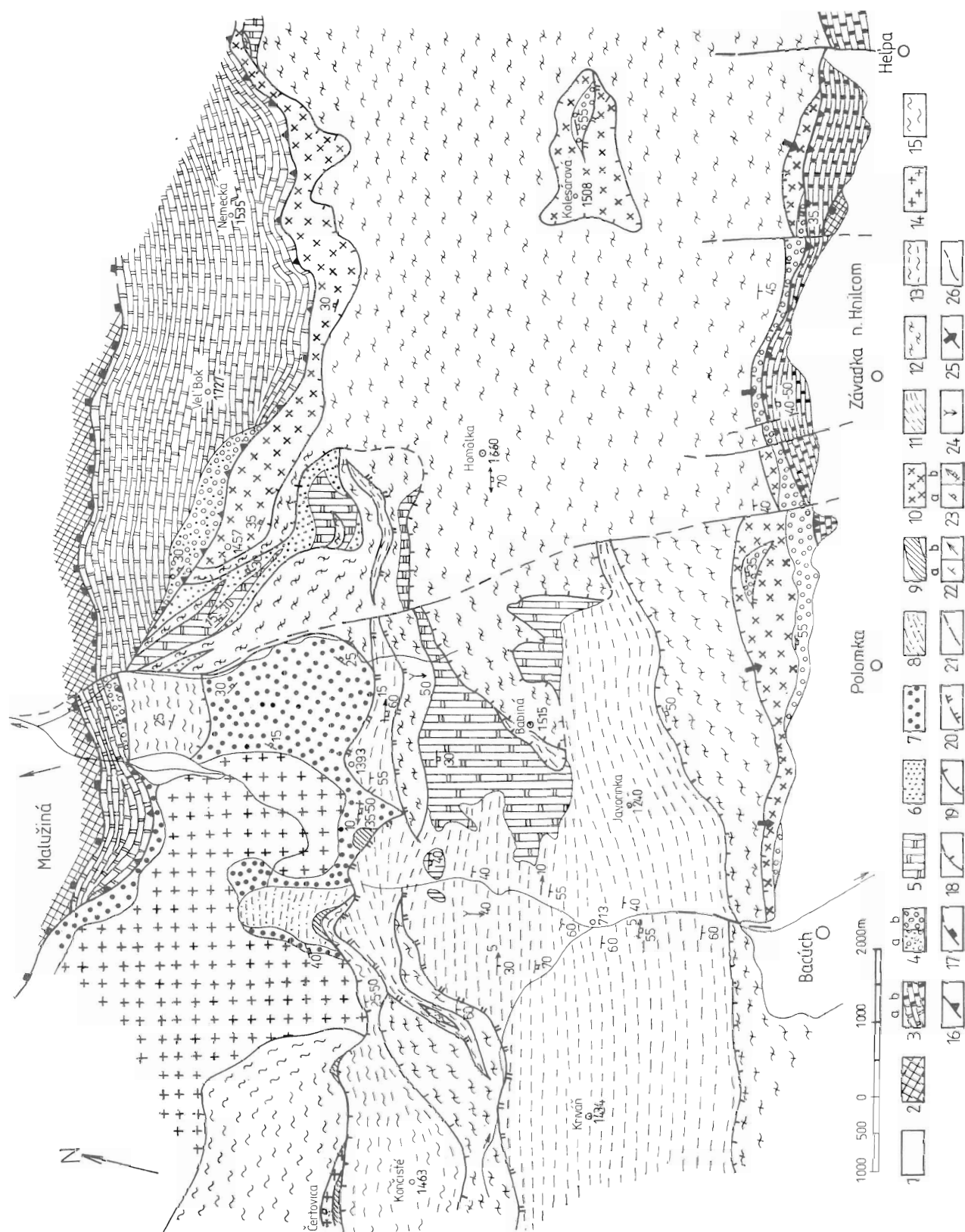
Východnú časť kryštalinika Nízkyh Tatier (na V od čertovickej línie) tvorí niekoľko tektonických jednotiek:

1. čiastkový príkrov Prednej hole;
2. kráľovohofská sústava príkrovov: a) vrchný (strižný) — čiastkový príkrov Vápenice (tonality — devón), b) spodný (vrásový) — čiastkový príkrov Kráľovej hole, tvorený kráľovohofským komplexom (okaté K-živcovo-plagioklasové orto a pararuly, plagioklasové ruly, svorové ruly, svory, leptitové ruly, amfibolity — predkambrium? — staršie paleozoikum) a pohorelským komplexom (granát, albit, turmalinické fylitické svory, metakvarcity, albiticko-epidotické amfibolity, kyslé metatufy? — staršie paleozoikum?);

3. hronská sústava príkrovov: a) vrchný — čiastkový príkrov Jánovho grúňa, tvorený komplexom Jánovho grúňa (zelené bridlice, porfýroidy, metagranity, fylity, svorové fylity — vrchný silúr — devón), b) stredný — hronský čiastkový príkrov, tvorený hronským komplexom (pararuly, svorové ruly, svory, fylitické svory, amfibolity, amfibolické ruly, metakvarcity, metagabrá, metaperidodity, serpentinity — staršie paleozoikum — predkambrium?), c) spodný — Ľubietovský čiastkový príkrov, tvorený Ľubietovským komplexom (pararuly, svorové ruly, okaté a páskované ruly, metamorfné synkinematické migmatity, amfibolity, ortoruly — predkambrium? — staršie paleozoikum?).

Čiastkový príkrov Prednej hole (řimavická sústava príkrovov)

Jeho náplň tvorí s určitostí iba staropaleozoická časť komplexu Prednej hole vyčleneného Bajaníkom et al. (1979), metamorfovaná v nízkom stupni regionálnej metamorfózy (zelené bridlice, metamorfované kremenné keratofýry, fylity, mramory, metapieskovce — devón sensu Planderová in Bajaník et al., l. c.). Z tohto komplexu v súčasnosti oddeľujeme iba anchimetamorfované arkózovité metapieskovce (vrchný perm?) s blastopsamitickou štruktúrou s klastami kremeňa, plagioklasov, K-živcov, muskovitu, hydrobiotitu, hydromuskovitu, ± biotitu. Chýbajú v nich tiež synmetamorfné mezovrásy (vrásky spojené podobne, často so sprievodnou metamorfnou klivážou osovej roviny), aké sa bežne nachádzajú v nízko metamorfovaných horninách staršieho paleozoika. Podrobnejšia charakteristika ich minerálov a meta-



morfózy je podaná v práci Korikovskij et al. (v tlači).

Arkózovité metapijeskovce vystupujúce v spodnejších vrásovo-prešmykových štruktúrach príkrovu Prednej hole (cf. Palšienka, 1979) patria zrejme obalu staropaleozoického komplexu Prednej hole, zvlášť preto, že s ním tvoria spoločné štruktúry prvého alpínskeho (AD₁) deformačného štádia so severozápadnou vergenciou. Časť arkóz vo vrchnejšej štruktúrnej etáži s úklonom na S môže patriť aj bazálnej časti sekvencie Veľkého boku, juhovergentne nasunutej na príkrov Prednej hole.

Staropaleozoické kryštalinikum príkrovu Prednej hole severne od Švermova na východných svahoch Kráľovej hole (obr. 2) leží na struženíckej permsko-triasovej sekvencii, t. j. na obale okatých rúl príkrovu Kráľovej hole, čo je rovnaká situácia ako v tektonickom polokne v doline Dobšinského potoka (cf. Plašienka, 1980 — príkrov Markušky; Putiš in Mahel et al., 1984).

Príkrov Prednej hole však leží na severovýchodných svahoch Kráľovej hole (oblasť Troch kopcov) priamo až na tonalitoch príkrovu Vápenice, ktoré tvoria smerom na Z najvrchnejšiu etáž kryštalinika východnej časti Nízkych Tatier ako bezprostredné tektonické podložie permsko-mezozoickej sekvencie Veľkého boku.

Z celkovej geologickej situácie potom vyplýva, že príkrov Prednej hole bol nasúvaný v dvoch etapách: 1. etapa bola s vergenciou na SZ (generálna), 2. etapa sa udiala až neskôr, zrejme pri formovaní osovej „rampy“ gemerika (smeru SZ — JV), keď bol príkrov Prednej hole nasunutý na Z—JZ až na tonality príkrovu Vápenice.

Kráľovohol'ská sústava príkrovov

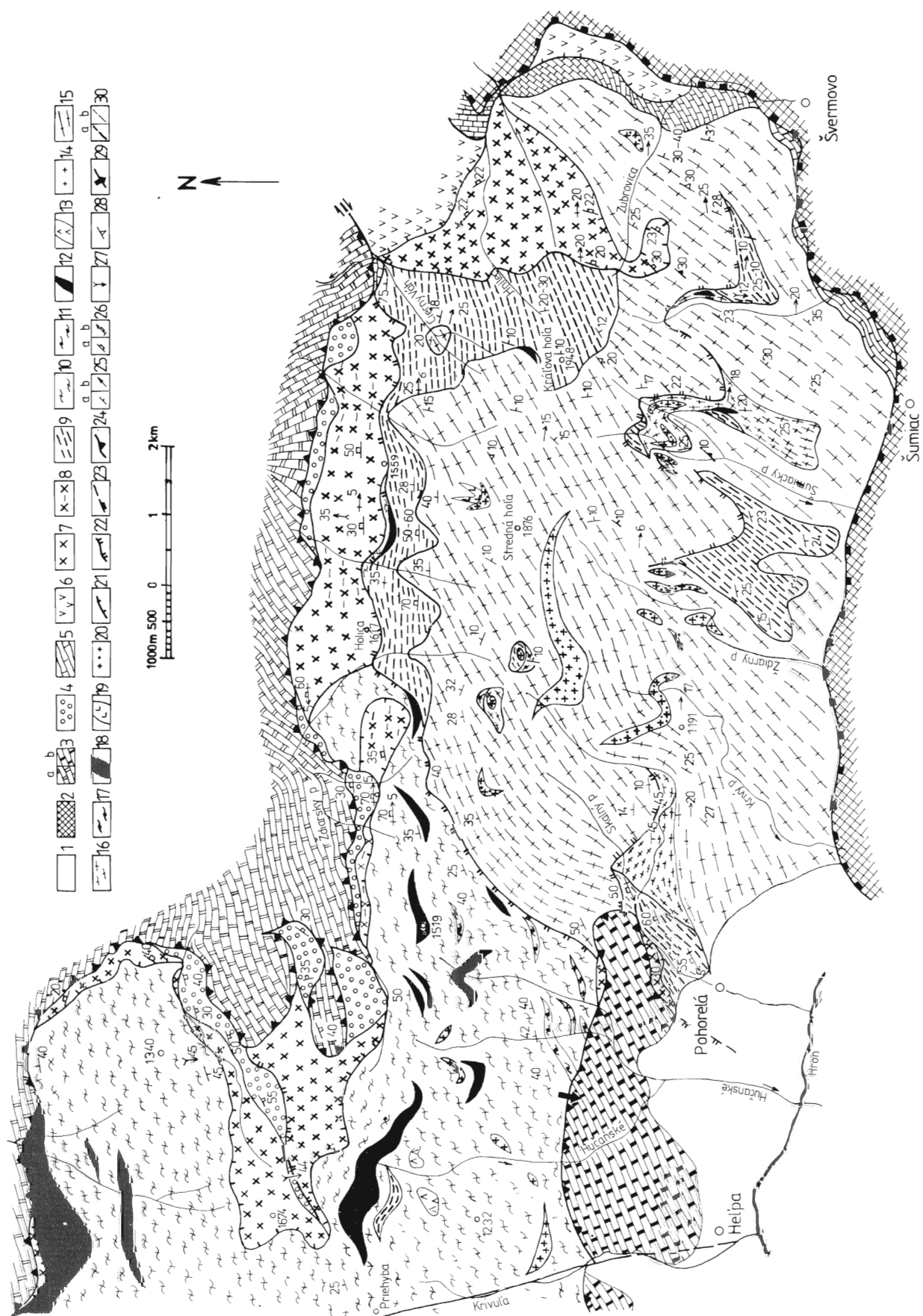
Vrchný — čiastkový príkrov Vápenice

Príkrov Vápenice (nazvaný podľa vrcholu a doliny Veľká Vápenica severne od Helpy) tvoria tonality, ktoré sú do rôzneho stupňa blastomylonitizované a zmenené až na tonalitické ortoruly (Putiš, 1981, 1982, 1987). Prevládajú stredno- až hrubozrnné biotické tonality. Minerálne zloženie tonality môže byť takéto (v %): kremeň 27,7, plagioklas 55,7, biotit 16,6 — z lokality Kráľova skala. Blastomylonitizovaný tonalit z lokality Dzurová: kremeň 21,9, plagioklas 48,5, biotit 5,6, epidotovo-zoisitová skupina 10,3, chlorit 9,0, muskovit 3,9 (Putiš, 1981).

Tonality majú stabilnú geologickú pozíciu. Na severných svahoch a v oblasti hlavného hrebeňa Nízkych Tatier (východne od čertovickej línie), ako aj

Obr. 1. Geologicko-tektonická mapa jednotiek kryštalinika na styku tatrika a veporika v Nízkych Tatrách (Putiš, 1987). 1 — kvartér, terciér, 2 — chočský príkrov (nemetamorfované mladšie paleozoikum a mezozoikum), 3, 4a, 5, 6 — sekvencia Veľkého boku: 3a — metamorfované mezozoické horniny (trias — spodná krieda) ako súčasť krížňanského príkrovu, 3b — kryhy krížňanského príkrovu gravitačne sklznuté na J, 4a — slabo metamorfované permské horniny (pieskovce, bridlice, zlepenice pestrých farieb) ľubietovského typu, 4b — metamorfované permské horniny (svelé arkózovité pieskovce a arkózy s vložkami zlepenecov, bridlic a drôb sivozelenej a sivej farby) struženického typu, 5 — sekvencia Veľkého boku v paraautochtónnej pozícii (obal hronskej sústavy príkrovov kryštalinika), 6 — spodnotriasové metakremence, 7—9 — tatrický obal Ďumbierskeho kryštalinika: 7 — kremence spodného triasu, 8 — bridlice spodného triasu, 9 — vápenice a dolomity stredného triasu, 10 — príkrov Vápenice (komplex Fabovej hole) — tonality a blastomylonitizované tonality, 11 — príkrov Jánovho grúňa (zelené bridlice, porfýroidy, fylity, svorové fylity, metagranity), 12 — hronský príkrov (pararuly, svorové ruly, svory, fylitické svory, metakvarcy, amfibolity, amfibolické ruly, metagabr, metaperidotity, serpentinity), 13 — ľubietovský príkrov (pararuly, svorové ruly, okaté a páskované ruly, metamorfne synkinematické migmatity, amfibolity, ortoruly), 14—15 — Ďumbierske kryštalinikum: 14 — granodiorit až tonalit, 15 — migmatity a ruly, 16 — presunová plocha krížňanského príkrovu (fatrika), 17 — presunová plocha muránskeho a chočského príkrovu (hronika), 18 — predalpínska (hercynská) príkrovová plocha, 19 — alpínske príkrovové plochy v kryštaliniku, 20 — významnejšie prešmykové plochy, 21 — zlomové plochy, často s uplatnením laterálneho pohybu, 22 — predalpínska metamorfna: a — foliácia, b — lineácia, 23 a — alpínska metamorfna (blastomylonitická) foliácia, 23b — osi B alpínskych mezovrás s vyznačením vrásovej kliváže, 24 — osi B zalomených mezovrás (kink bands, kink folds), 25 — plochy gravitačného sklzu, 26 — geologické hranice.

Fig. 1. Geological-tectonic map of the crystalline complex units at the boundary of Tatricum and Veporicum in the Low Tatras (Putiš, 1987). 1 — Quaternary, Cenozoic, 2 — the Choč nappe (unmetamorphosed Late Paleozoic and Mesozoic), 3, 4a, 5, 6 — the Veľký bok sequence: 3a — metamorphosed Mesozoic rocks (Triassic — Lower Cretaceous) as a part of the Krížna nappe, 3b — blocks of the Krížna nappe gravitationally slid towards the South, 4a — slightly metamorphosed Permian rocks (sandstones, slates, motley conglomerates) of the Ľubietová type, 4b — metamorphosed Permian rocks (light coloured arcose sandstones and arcoses with intercalations of conglomerates, slates and greywackes of grey-green and grey colour) of the Struženík type, 5 — the Veľký bok sequence in paraautochthonous position (the envelope of the Hron system of nappes of the crystalline complex), 6 — Lower Triassic metaquartzites, 7—9 — Tatricum envelope of the Ďumbier crystalline complex: 7 — Lower Triassic quartzites, 8 — Lower Triassic slates, 9 — limestones and dolomites of Middle Triassic, 10 — the Vápenica nappe (Fabova hofa complex) — tonalites and blastomylonitized tonalites, 11 — the Jánov grúň nappe (green schists, porphyroides, phyllites, mica schist phyllites, metagranites), 12 — the Hron nappe (paragneisses, mica schist gneisses, mica schists, phyllitic mica schists, metaquartzites, amphibolites, amphibole gneisses, metagabbros, metaperidotites, serpentines), 13 — the Ľubietová nappe (paragneisses, mica schist gneisses, eye and banded gneisses, metamorphosed synkinematic migmatites, amphibolites, orthogneisses), 14—15 — the Ďumbier crystalline complex: 14 — granodiorite to tonalite, 15 — migmatites and gneisses, 16 — fault sole of the Krížna nappe (Fatricum), 17 — fault sole of the Murán and Choč nappe (Hronicum), 18 — Prealpine (Hercynian) fault sole, 19 — Alpine fault soles in the crystalline complex, 20 — significant thrust planes, 21 — fault planes with lateral movements, 22 — Prealpine metamorphous: a — foliation, b — lineation, 23a — Alpine metamorphous (blastomylonitic) foliation, 23b — B axes of Alpine mesofolds, fold cleavage is marked, 24 — B axes of kink mesofolds, 25 — planes of gravitational slide, 26 — geological boundaries.



vo východnej časti Horehronského podolia tvoria nesúvislé doskovité príkrovové teleso hrubé 100—500 m, ktoré leží zväčša na metamorfotoch hronského príkrovu. Iba na severných a východných svahoch Kráľovej hole leží príkrov Vápenice súčasne aj na metamorfotoch príkrovu Kráľovej hole. Systematickým tektonickým nadložením tonalitov príkrovu Vápenice je permsko-mezozoická sekvencia Veľkého boku. Príkrov Vápenice predstavuje časť granitoidov veporského plutónu presunutých ďalej na sever o viac ako 15 km.

Spodný — čiastkový príkrov Kráľovej hole

Príkrov Kráľovej hole je relatívne južnejšou a vyššou tektonickou jednotkou kryštalinika ako hronský príkrov (hronská sústava príkrovov), ktorý je ale naň v jeho čele spätne juhovergentne nasunutý. Jeho obalom je struženická sekvencia.

Základným horninovým typom dominujúceho kráľovohoľského komplexu sú okaté K-živcovo-plagioklasové ruly, ktorých minerálne zloženie môže byť nasledovné (podľa 7 modálnych analýz Putiša, 1981): kremeň 31,3—41,8, plagioklas 17,0—30,3, K-živce 13,1—29,3, muskovit 3,4—15,6, biotit 5,8—14,6, gra-

nát 1,1—2,3. Okaté ruly sa považovali (Vrána, 1966; Lehotský et al., 1969; Klinec, 1976) za produkt alpinskej dynamometamorfózy porfyrických granitov, resp. ich časť za migmatity (Klinec, 1966, 1976). Okaté ruly však majú výraznú blastickú štruktúru (granolepidoblastickú až lepidogranoblastickú) a lineárno-plošne paralelnú textúru (bežne sú totiž bez znakov výraznejšej dynamometamorfózy).

V predmetamorfnom vývoji počítame so zvýšeným podielom arkózovitých pieskvcov, ktoré sa striedali s ílovitými bridlicami, drobovými pieskvcami a kvarcickými sedimentmi. Podiel vulkanitov je v tejto sekvencii nízky, ide o ojedinelé tenké telesá bazaltov, ryolitov, ich tufov a tufitov. Časť K-živcovo-plagioklasových rúl s takmer idiomorfne obmedzenými porfyroblastickými K-živcami (cf. Putiš, 1987) a so zvýšeným podielom minerálov epidoto-vo-zoisitovej skupiny môže predstavovať aj metamorfované subkonkordantné telesá pôvodne granitových porfýrov, resp. porfyrických granitov.

Teplota regionálnej metamorfózy kráľovohoľského komplexu, stanovená pomocou granátovo-biotitového geotermometra (Ferry a Spear, 1978) nepresiahla 500 °C (420 °C — perlová plagioklasová rula zo Šumiackej doliny, 466 °C — okatá K-živcovo-pla-

Obr. 2. Geologicko-tektonická mapa jednotiek kryštalinika masívu Kráľovej hole v Nízkych Tatrách (Putiš, 1981, 1987). 1 — kvartér, terciér, 2 — chočský príkrov (nemetamorfované mladšie paleozoikum a mezozoikum), 3 — sekvencia Veľkého boku: a — metamorfované mezozoické horniny (trias — spodná krieda) ako súčasť krížňanského príkrovu, b — kryhy krížňanského príkrovu gravitačne sklznuté na J, 4—5 — struženická (foederátska) sekvencia (perm — trias), obal kráľovohoľskej sústavy príkrovov kryštalinika: 4 — metamorfované svetlé arkózovité pieskovce s ojedinelými vložkami zlepcov, drôb a bridlic sivozelenej a sivej farby (perm), 5 — struženická sekvencia vcelku, 6 — príkrov Prednej hole (zelené bridlice, metamorfované kremenné keratofýry, fylity, metakarbonáty, metapiesskovce, s obalom struženického typu), 7—8 — príkrov Vápenice: 7 — tonality, 8 — blastomylonitizované tonality až tonality ortoruly, 9 — pohorelský komplex (albitické a albiticko-granatické fylitické svory) príkrovu Kráľovej hole, 10—14 — hronský príkrov kryštalinika: 10 — pararuly, svorové ruly až svory, 11 — hrubšie vložky svorov, 12 — amfibolity a amfibolické ruly, 13 — serpentinity, 14 — žilné telesá granitoidov, aplitov a pegmatitov, 15—20 — kráľovohoľský komplex príkrovu Kráľovej hole: 15 — okaté K-živcovo-plagioklasové ruly, 16 — plagioklasové svorové ruly a pararuly s vložkami svorov, 17 — hrubšie vložky svorov, 18 — amfibolity, 19 — leptitové ruly (sensu Krist et al., 1986), 20 — žilné telesá granitov, granodioritov, aplitov a pegmatitov, 21 — alpinske príkrovové plochy v kryštaliniku, 22 — významnejšie prešmykové plochy, 23 — presunová plocha muránskeho a chočského príkrovu (hronika), 24 — presunová plocha krížňanského príkrovu (fatrika), 25 — predalpínska metamorfna: a — foliácia, b — lineácia, 26a — alpínska metamorfna (blastomylonitická) foliácia, 26b — osi B alpínskych mezovrás s vyznačením vrásovej kliváže, 27 — osi B zalomených mezovrás (kink bands, kink folds), 28 — puklinová kliváž, 29 — plocha gravitačného skľzu, 30a — zlomové plochy (s uplatnením laterálneho pohybu), 30b — geologické hranice.

Fig. 2. Geological-tectonic map of the Kráľová hoľa crystalline complex units in the Low Tatras (Putiš, 1981, 1987). 1 — Quaternary. Cenozoic, 2 — the Choč nappe (unmetamorphosed Late Paleozoic and Mesozoic), 3 — the Veľký bok sequence. a — metamorphosed Mesozoic rocks (Triassic — Lower Cretaceous) as a part of the Krížna nappe, b — the Krížna nappe gravitationally slid towards the South, 4—5 — the Struženík (Foederata) sequence (Permian — Triassic), envelope of the Kráľová hoľa system of nappes of the crystalline complex: 4 — metamorphosed light coloured arcose sandstones with rare intercalations of conglomerates, greywackes and slates of grey-green and grey colour (Permian), 5 — the Struženík sequence undivided, 6 — the Predná hoľa nappe (green schists, metamorphosed quartz keratophyres, phyllites, metacarbonates, metasandstones, with envelope of the Struženík type), 7—8 — the Vápenica nappe: 7 — tonalites, 8 — blastomylonitized tonalites to tonalite orthogneisses, 9 — the Pohorelá complex (albite and albite-garnet phyllitic mica schists) of the Kráľová hoľa nappe, 10—14 — the Hron nappe of the crystalline complex: 10 — paragneisses, mica schist gneisses to mica schists, 11 — thicker intercalations of mica schists, 12 — amphibolites and amphibole gneisses, 13 — serpentines, 14 — dyke bodies of granitoids, aplites and pegmatites, 15—20 — the Kráľová hoľa complex of the Kráľová hoľa nappe: 15 — eye K-feldspar-plagioclase gneisses, 16 — plagioclase mica schist gneisses and paragneisses with intercalations of mica schists, 17 — thicker intercalations of mica schists, 18 — amphibolites, 19 — leptite gneisses (in the sense of Krist et al., 1986), 20 — dyke bodies of granites, granodiorites, aplites and pegmatites, 21 — Alpine fault soles in the crystalline complex, 22 — significant thrust planes, 23 — fault soles of the Murán and the Choč nappe (Hronicum), 24 — fault sole of the Krížna nappe (Fatricum), 25 — Prealpine metamorphous: a — foliation, b — lineation, 26a — Alpine metamorphous (blastomylonitic) foliation, 26b — B axes of Alpine mesofolds, fold cleavage is marked, 27 — B axes of kink bands and kink folds, 28 — fault-slip cleavage, 29 — plane of gravitational slide, 30a — fault planes (with lateral movement), 30b — geological boundaries.

gioklasová rula zo Strednej hole, 459 °C — granatický svor z Orlovej, pod západnou kótou). Výnimku tvorí len andaluzitovo-sillimanitická rula zo Šumiacej doliny (Putiš, 1981), kde bola stanovená teplota 542 °C (Krist et al., v tlači) pravdepodobne ako dôsledok lokálneho preteplenia od roja okolitých žilných telies granitoidov, pegmatitov a aplítov.

Metamorfná foliácia (S_1) tvorí v masíve Kráľovej hole brachyantiformnú štruktúru a vyznačuje sa miernym sklonom (väčšinou do 30 °). Výrazná puklinová kliváž, kinematicky už neaktívna, so sklonom na JV — V 10—35 ° a s hustotou 5—20/m, miestami zvýrazňuje plochy S_1 a je na ne naložená, alebo ich pretína pod veľmi ostrým uhlom.

Základným horninovým typom novovyčleneného pohorelského komplexu sú fylitické svory s albitom ($\pm$ oligoklasom), $\pm$ granátom, turmalínom, $\pm$ chloritoidom. Albitovo-turmalinické fylitické svory sa striedajú s granatickými fylitickými svormi až svormi, ktoré zvýšením obsahu živcov prechádzajú do svorových rúl. Minerálne zloženie fylitických svorov až svorov (s priemernou zrnitosťou 0,2 mm) môže byť nasledovné (podľa 10 modálnych analýz Putiša, 1981): kremeň 39,3—53,5, albit ($\pm$ oligoklas) 8,7—19,2, muskovit 11,1—27,3, biotit 4,2—20,0, chlorit₁₊₂ 3,8—10,4, granát 0,8—19,4, turmalín 0,4—1,4 %.

V predmetamorfnom vývoji dominovali kremenné ílovité bridlice, ktoré sa striedali s ílovitými bridlicami a kvarciturmi.

Teplota regionálnej metamorfózy pohorelského komplexu (podľa granátovo-biotitového geotermometra) sa v zásade neodlišuje od hodnôt zistených v kráľovoholskom komplexe (427 °C — granaticko-albitický fylitický svor zo záveru Šumiacej doliny, 487 °C — dtto, západne od Nižného sedla), a teda obidva komplexy môžu byť (aj vzhľadom na štruktúru konkordanciu) súčasťou spoločnej sekvencie. Ich hercýnsky príkrovový vzťah však s určitou výlučnosťou nemožno (Putiš in Biely et al., 1988).

Metamorfná foliácia (S_1) je väčšinou detailne synmetamorfne zvrásnená, obecné má však rovnakú pozíciu ako v okatých rulách kráľovoholského komplexu. Obidva komplexy, t. j. kráľovoholský aj pohorelský, sú v masíve Kráľovej hole spoločne prevrásnené a tvoria brachyantiklinálne vyklenutú ležatú izoklinálnu vrásovo-strižnú megaštruktúru (obr. 2), ktorej základné sformovanie spadá ešte do hercýnskej orogenézy. Rôj žilných granitoidných telies, pravdepodobne hercýnskych (neskôr mylonitizovaných), preniká horninami obidvoch komplexov. Metamorfity jadra uvedenej megaštruktúry v dôsledku silného alpínskeho prepracovania majú často charakter až fylonitov (blastomylonitov), v ktorých sa nachádzajú kremenné žily alpského typu s kryštálmi čierneho turmalínu veľkosti 0,5—10 cm.

Z geologickej situácie (obr. 1, 2) vyplýva viacetapový presun kráľovoholskej sústavy príkrovov (Putiš, 1981, 1987):

V prvej etape (počas hercýnskeho ? HD deformačného štádia a alpínskeho AD_{1-1} deformačného štádia) sa udial spoločný presun čiastkového príkrovu Kráľovej hole a čiastkového príkrovu Vápenice cez hranskú sústavu príkrovov. Táto etapa sa prejavuje južne od rieky Hron v severnej časti masívu Fabovej hole tzv. pohorelskou líniou (Zoubek, 1930) násunu. Násun je vyznačený niekoľko 100 m širokým pásmom blastomylonitizovaných tonalitov (tonalitických ortorúl) až blastomylonitov formovaných v metamorfných podmienkach chloritovo-biotitovej zóny (Putiš in Biely et al., 1988). Medzi tonalitmi príkrovu Vápenice (komplex Fabovej hole) a metamorfizmi hranského príkrovu tu vystupuje ešte úzky (na povrchu) pruh blastomylonitizovaných okatých K-živcovo-plagioklasových rúl čiastkového príkrovu Kráľovej hole. V hlbšej tektonickej jednotke hranského príkrovu sa styk s nasunutou kráľovoholskou sústavou príkrovov prejavuje sprievodnou vrásovo-strižnou zónou s fylonitmi pararúl, svorových rúl až svorov (cf. Kubíny, 1958), miestami s novotvoreným albitom (Krist, 1980).

V druhej etape (AD_{1-2}) pokračoval presun tonalitov príkrovu Vápenice ďalej na sever cez príkrov Kráľovej hole i hranskú sústavu príkrovov.

V tretej etape (AD_{2-3}), v súvislosti s juhovergentnými pohybmi, bol hranský príkrov (v oblasti masívu Kráľovej hole) spätne prešmyknutý na J cez čelo na S ponoreného príkrovu Kráľovej hole. AD_{2-1} deformačné štádium sa prejavuje v metamorfizoch, blastomylonitoch a fylonitoch stredne až strmo uklonenými (na J i na S) zónami vrásovo-strižného tektonického štýlu; v tonalitoch ich segmentáciou do izolovaných krýh. AD_{2-2} deformačné štádium spočívalo v pravostannom bočnom posune jednotky Veľkého boku a chočskej jednotky (hronika) oproti kryštalinickému fundamentu (zbíchanie hlavných štruktúrnych elementov fundamentu na SV), ktorého najvyššiu štruktúrnú etáž vo veporiku predstavujú tonality príkrovu Vápenice (obr. 1, 2) a v najvýchodnejšej časti (obr. 2) príkrov Prednej hole.

Vo štvartej etape (AD_4 , po priečnom vrásnení AD_3 s osou B smeru S — J) v súvislosti s vrchnokriedovým (sensu Král, 1977) hrastovitým vykleňovaním pohoria Nízkych Tatier boli izolované kryhy tonalitov (s obalom) aj s nadloženou tektonickou jednotkou Veľkého boku (krížňanského príkrovu) a hronika (chočského príkrovu) gravitačne sklznuté aj na J a dnes tvoria jadro synformy Horehronského podolia (v úseku Bacúch — Pohorelá). Pri Pohorelej ploche prekrývajú zosmrtenú plochu (pri AD_{2-1}) hlbinného pohorelského násunu (s blastomylonitmi chloritovo-biotitovej zóny).

Geologická pozícia príkrovu Vápenice (tonalitov) na S od rieky Hron sa javí ako alpínska aj napriek tomu, že príkrov vlastne nikde neleží priamo na horninách mladšieho paleozoika či mezozoika. Z geologickej mapy (obr. 1) však jasne vyplýva, že príkrov Vápenice prekrýva spoločné ležaté vrásy (AD_1) kryštalinika hronského príkrovu a paraautochtónnej permsko-mezozoickej sekvencie (napr. v oblasti Domárky a doliny Ipollice). Príkrov Vápenice bol dosunutý do tejto oblasti zrejme až po vytlačení hlavnej masy mladopaleozoicko-mezozoickej sekvencie Veľkého boku vo forme križňanského príkrovu. Z tohto pohľadu sa aj hlbinná zóna blastomylonitizácie (v biotitovej zóne) pozdĺž pohorelskej línie javí ako alpínska, i keď jej staršie (hercýnske) založenie je veľmi pravdepodobné. Posledná možnosť vyplýva aj z rádiometrických údajov (Bagdasarjan et al., 1986) o kaledónskom, resp. ranohercýnskom veku (387 mil. r., Rb-Sr metóda) časti granitoidov (typ Sihla — tonality) veporského plutónu.

Hronska sústava príkrovov

Hronska sústava príkrovov (s tromi čiastkovými príkrovmi: ľubietovským, hrnským a Jánovho grúňa) buduje Nízke Tatry na V od čertovickej línie (stopa presunovej plochy hrnskej sústavy príkrovov na zemskom povrchu, pozdĺž ktorej je táto sústava nasunutá na S na kryštalinikum a permsko-mezozoický obal severnejšej tatrickej zóny centrálnych Západných Karpát reprezentovanej dumbierskym masívom Nízkych Tatier).

Hlavnú časť hrnskej sústavy príkrovov východnej časti Nízkych Tatier tvoria prevažne strednostupňové metamorfity hrnského príkrovu (pararuly, svorové ruly, svory, fylitické svory, amfibolity, amfibolické ruly, metakvarcity, metagabrá, metaperidotity ± serpentinity), v metapelitoch ktorých boli zistené tieto metamorfné minerály: kremeň, plagioklas, biotit, muskovit, granát, staurolit, andaluzit, chloritoid (ako produkt predalpínskej retrográdnej metamorfózy — zatlača staurolit) (Putiš, 1981, 1987).

Spodný ľubietovský čiastkový príkrov (pararuly, svorové ruly, okaté a páskované ruly, metamorfné synkinematické migmatity, amfibolity, ortoruly) vystupuje (v Nízkych Tatrách) len pozdĺž čertovickej línie (obr. 1) a je silne tektonicky redukovaný.

Súčasnou hrnskej sústavy príkrovov je aj samostatne vyčlenený staropaleozoický komplex (ako čiastkový príkrov) Jánovho grúňa (Klinec et al., 1975; Miko, 1981) medzi Breznom a Polomkou. Tvoria ho: zelené bridlice, porfyroidy, metagranity, fylity a svorové fylity.

Všetky tri čiastkové príkrovy hrnskej sústavy príkrovov sú pojaté do ležatých vrás prvého alpínskeho deformačného štádia (AD_1) s vergenciou na SZ,

do ktorých je včlenené aj metamorfované bacúšske mezozoikum typu sekvencie Veľkého boku. Relikty tejto subhorizontálnej stavby v ramenách ležatých vrás (AV_1) nachádzame napr. severovýchodne od Bacúcha. Ide o vrásy regionálneho významu veľkosti niekoľkých km. Patria k nim aj ležaté vrásy, ktoré vymapoval Zoubek (1953) južne od Domárky (k. 1457 v závere malužinských dolín).

V stavebnom štýle ležatých vrás severne od Bacúcha je čiastkový príkrov Jánovho grúňa aj s časťou mezozoického obalu, ktorý na ňom leží, zdanlivo hlbšou tektonickou jednotkou ako hrnský čiastkový príkrov, pretože reprezentuje jadro ležatej megavrásy hlboko oderodovanej v bacúšskych dolinách, a je prekrytý vrchným ramenom budovaným hrnským čiastkovým príkrovom. Diskordantne na tomto hlbokom severovergentnom štruktúrnom horizonte AD_{1-1} deformačného štádia leží (napr. v oblasti Domárky) vrchnejší horizont vlastne toho istého (AD_{1-2}) deformačného štádia, reprezentovaný už tonalitmi príkrovu Vápenice kráľovoľhoľskej sústavy príkrovov.

Ak vychádzame z faktu, že už v najstarších alpínskych štruktúrach, t. j. ležatých vrásach (AV_1) AD_1 deformačného štádia, vystupujú všetky tri menované čiastkové príkrovy hrnskej sústavy príkrovov, navyše zviazané s rovnakým permsko-mezozoickým obalom (typu sekvencie Veľkého boku), môžeme reálne predpokladať už ich predalpínske — hercýnske príkrovové zblíženie.

Literatúra

- Bagdasarjan, G. P., Gukasjan, R. Ch., Cambel, B. 1986: Rb-Sr izochronný voзраст granitoidov veporského plutóna. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 3, 365—374.
- Bajanik, Š., Biely, A., Miko, O., Planderová, E. 1979: O paleozoickom vulkanicko-sedimentárnom komplexe Prednej hole (Nízke Tatry). *Geol. práce, Spr.*, 73, 7—28.
- Biely, A., Beňuška, P., Bujnovský, A., Halouzka, R., Ivanička, J., Klinec, A., Lukáčik, E., Maglay, J., Miko, O., Molák, B., Pulec, M., Putiš, M., Vozárová, A., Vozár, J. (v tlači): Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Tatier 1 : 50 000. *GÚDŠ Bratislava*.
- Buday, T., Kodym, O., Maheľ, M., Máška, M., Matějka, A., Svoboda, J., Zoubek, V. 1961: Tektonický vývoj Československa. *Praha*, 254 s.
- Ferry, J. M., Spear, F. S. 1978: Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contr. Mineral. Petrology*, 66, 113—117.
- Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 6, 7—28.
- Klinec, A. 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier 1 : 50 000. *GÚDŠ Bratislava*.
- Klinec, A., Planderová, E., Miko, O. 1975: Staropaleozoický vek hrnského komplexu veporid. *Geol. práce, Spr.*, 63, 95—104.
- Korikovskij, S. P., Putiš, M., Boronichin, V. A. (v tlači): Metagenez arkozových pesčanikov stružnickoj seňi na severných sklonach Kráľovej goli. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 40.
- Kráľ, J. 1977: Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 28, 2, 269—276.
- Krist, E. 1980: Diaforéza v západnej časti veporidného kryštalinika. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 34, 5—30.

- Krist, E., Határ, J., Greguš, J., Videný, J. 1986: Petrogenesis and accessory leptite minerals of the Čierny Balog Group (Kráľova Hoľa zone of the Veporide crystalline complex). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 41, 49—65.
- Krist, E., Korikovskij, S. P., Putiš, M., Janák, M., Faryad, S. W. (v tlači): Geológia a petrológia metamorfovaných hornín krystalinika Západných Karpát. *Univ. Comen. Bratislava*.
- Kubiny, D. 1958: Poznámky o geológii, tektonike a metamorfizme veporid južne od Hrona. *Geol. Práce, Zpr.*, 12, 64—85.
- Lehotský, I. a kol. 1969: Záverečná správa za list Pohorelá pre M 1 : 50 000. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Maheľ, M. a kol. 1984: Tektonická mapa Stratenskej hornatiny 1 : 100 000. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Miko, O. 1981: Strednepaleozojskaja vulkanogenno-osadočnaja tolšča Janovogo gruňa v veporidnom kristallinikume Nizkych Tat. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 4, 465—474.
- Plašienka, D. 1979: Tektonické profily stružnickej jednotky na severovýchodných svahoch Kráľovej hole. In: M. Maheľ (red.): *Tektonické profily Západných Karpát*. GÚDŠ Bratislava, 179—184.
- Plašienka, D. 1980: Nappe position of the Hladomorná dolina Group on the Foederata Group in the Dobšiná half-window. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 4, 609—617.
- Putiš, M. 1981: Geologicko-tektonické pomery predtriasových útvarov Považského Inovca a krystalinika Kráľovej hole. *Kandid. dizert. práca. Manuskript — knižnica GÚ SAV Bratislava*, 181 s.
- Putiš, M. 1982: Bemerkungen zu dem Kristallin in dem Bereich des Považský Inovec, Suchý und Kráľova Hoľa. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 33, 2, 191—196.
- Putiš, M. 1987: Some remarks on the metamorphism and tectonics of the Kráľova hoľa and Trestník crystalline complexes (Veporicum, Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 43, 67—84.
- Vrána, S. 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und Foederata — Serie im Mittelteil der Veporiden. *Sbor. geol. Vied. Záp. Karpaty*, 6, 29—84.
- Zoubek, V. 1930: Geologické studie z koreňové oblasti subtatranské a zon susedných jižně Podbrezové. *Věstník SGÚ ČSR*, 6, 1, 190—214.
- Zoubek, V. 1953: Zpráva o geologickém výskumu oblasti Hodruše v N. Tatrách r. 1953. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.

Structural-metamorphic development of the crystalline complex of the eastern part of the Low Tatras

The eastern part of the crystalline complex of the Low Tatras (east of the Čertovica line) is built by several tectonic units:

1. The Predná hoľa subordinate nappe, which is built by the Predná hoľa complex (green schists, metamorphosed quartz keratophyres, phyllites, marbles, metasandstones — Devonian), as a part of the Rimavica system of nappes;

2. The Kráľova hoľa system of nappes:

- 2.1 The upper (thrust) subordinate Vápenica nappe (tonalites — Devonian);

- 2.2 The lower (fold) subordinate Kráľova hoľa nappe, which is formed by the Kráľova hoľa complex (eyed K-feldspar-plagioclase gneisses, plagioclase gneisses, mica schist gneisses, mica schists, leptite gneisses, amphibolites — Precambrian ? — Early Paleozoic) and by the Pohorelá complex (garnet, albite, tourmaline phyllitic mica schists, metaquartzites, albite-epidote amphibolites, acid metatuffs ? — Early Paleozoic);

3. The Hron system of nappes:

- 3.1 The upper subordinate Jánov grúň nappe, formed by the Jánov grúň complex (green schist, porphyroides, metagranites, phyllites, mica schist phyllites — Upper Silurian — Devonian);

- 3.2 The central subordinate Hron nappe formed by the Hron complex (paragneisses, mica schist gneisses, mica schists, phyllitic mica schists, amphibolites, amphibole gneisses, metaquartzites, metaperidotites, metagabbros, ± serpentines — Precambrian ? — Early Paleozoic);

- 3.3 The lower subordinate Ľubietová nappe, formed by the Ľubietová complex (paragneisses, mica schist gneisses, eye gneisses and leaf-gneisses, metamorphosed synkinematic migmatites, amphibolites, orthogneisses — Precambrian ? — Early Paleozoic ?).

Multi-stage displacement of the Kráľova hoľa system of nappes follows from the geological situation (Fig. 1, 2).

In the first stage (during the Hercynian ? HD deformation stage and the Alpine AD₁₋₁ deformation stage respectively) the joint displacement of the Kráľova hoľa subordinate nappe and the Vápenica subordinate nappe over the

Hron system of nappes took place. This stage manifests south of the Hron river by so called Pohorelá overthrust line (Zoubek, 1930). The overthrust is marked by several hundreds meters wide zone of blastomylonitized tonalites (tonalite orthogneisses) to blastomylonites formed under metamorphic conditions of chlorite-biotite zone. A narrow strip of blastomylonitized eyed K-feldspar-plagioclase gneisses of the Kráľova hoľa subordinate nappe occurs between tonalites of the Vápenica nappe and metamorphites of the Hron nappe. In the deeper tectonic unit the boundary with the overthrust Kráľova hoľa system of nappes manifests by the accompanied fold-shear zone with phyllonites of gneisses, mica schist gneisses to mica schists and from place to place with new formed albite.

In the second stage AD₁₋₂ displacement of tonalites of the Vápenica nappe continued farther to the North over the Kráľova hoľa nappe and over the Hron system of nappes.

In the third stage (AD₂₋₃) the Hron nappe was retrograde upfaulted to the South over the front of the Kráľova hoľa nappe dipping to the North, in the connection with south vergency movements. The AD₂₋₁ deformation stage manifests in metamorphites, blastomylonites and phyllonites of medium to steep dipping zones (both to the North and South) with fold-shear tectonic style; in tonalites it manifests by their segmentation in isolated blocks. The AD₂₋₂ deformation stage was based on the right-slip fault both of the Veľký bok unit and the Choč unit against the crystalline basement (the convergency of principal structural elements of the basement towards NE).

In the fourth stage (AD₄, after thwart folding AD₃ with the axis B N — S) isolated blocks of tonalites (with their envelope) with the superposed Veľký bok tectonic unit (the Križna nappe) and the Choč nappe were gravitationally slid towards the South, in connection with the Upper Cretaceous uplift of the Low Tatras (in the sense of Král, 1977) and today they form the core of the Horehronské podolie Valley synform (between the villages of Bacúch and Pohorelá). They cover steep plane (at AD₂₋₁) of the deep seated Pohorelá overthrust near Pohorelá village.

Petrochemické znaky granitoidných hornín kôrového pôvodu Ďumbierskej zóny Nízkych Tatier

JOZEF GUBAČ

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

(Doručené 8. 9. 1988)

Petrochemical indications of crustal origin of granitoids in the Ďumbier zone of the Low Tatra Mts. (Central Slovakia)

Petrochemical pattern of granitoids together with trace element contents indicate that source rocks for the generation of granitoids are the known volcano-sedimentary sequences, namely those containing higher amount of acidic volcanites. The share of basic volcanites however probably contributed to the tonalitic character of plutonites. Granitoids participate in several tectonic units and display changing petrochemical composition what reflects also the differences in the composition of protoliths.

Úvod

Na začiatku nášho storočia sa predpokladalo, že existujú dva základné typy magmy, a to granitová a bazaltová. Ale už začiatkom tridsiatych rokov sa začal prijímať názor o jednej zdrojovej bazaltovej magme. V päťdesiatych rokoch sa paralelne začal hlásať aj názor, že hlbinné horniny majú anatektický i metasomatický pôvod. Zdroj magmy sa začal hľadať jednak vo vrchných vrstvách zemského plášťa a potom v zemskej kôre. Za posledných 15—20 rokov prebiehali v petrológii dosť intenzívne diskusie o genéze magmy, a to s využitím najnovších poznatkov z geofyziky, geochemie a mineralógie opretej o experimentálne práce i výsledky izotopového výskumu. Zohľadňujú sa aj poznatky z ostatných planét slnecnej sústavy. Najvšeobecnejšie sa o tejto problematike diskutovalo na konferencii, ktorej hlavné referáty i aktuálne diskusné príspevky boli publikované v Transactions of the Royal Society of London v roku 1984, vol. 310. Nebudeme podrobnejšie rozvídzať vývoj názorov na túto problematiku, uvedieme len, že granitoidným a tonalitovým horninám, ktoré sú predmetom tohto príspevku, sa spravidla pripisuje kôrový pôvod. Je to závažný problém. Ak majú dané horniny kôrový pôvod, t. j. ak ich zdrojovými horninami boli aspoň niektoré typy, ktoré môžeme nájsť aj v komplexe hornín metamorfovaného obalu, potom treba v tomto kontexte hodnotiť aj ich rudnú potenciálnosť i celkové postavenie v geologickej stavbe študovaného územia. Pri takomto pohľade na látkové zloženie granitoidných a tonalitových hornín treba mať na zreteli, že každá tektonická jednotka, v ktorej tieto horniny vystupujú, im vtláča svoje osobitné znaky. Predmetom petrochemického i geochemického

ho hodnotenia je ich identifikácia. Kôrovému pôvodu hlbinných hornín mal by zrejme predchádzať pokles súvrstvi s uvažovanými zdrojovými horninami zemskej kôry do hlbších častí litosféry, čo má svoj dopad na časové zaradenie tvorby týchto hornín, na cykličnosť ich tvorby a podobne. Len v takýchto širších súvislostiach môžeme racionálne a na úrovni dnešnej doby zhodnotiť ktorýkoľvek geologický jav spätý s tvorbou hlbinných hornín a prejavy zrudnenia. Nastolený problém je však dosť široký a presahuje rámec, ktorý poskytuje tento príspevok. Z toho dôvodu si v ďalšom všimneme iba petrochemické aspekty tohto problému. Predtým je však nutné venovať istú pozornosť základnej petrografickej charakteristike hornín, ktoré chceme podrobiť spomenutej analýze.

Základná petrografická a petrologická charakteristika

Na obr. 1 je projekcia figuratívnych bodov modálneho zloženia získaného jednak planimetricky (obr. 1a), jednak aproximáciou podľa Niggliho (obr. 1b) a Barthovej normy (obr. 1c). Z rozloženia figuratívnych bodov vzoriek hodnoteného komplexu hlbinných hornín Ďumbierskej zóny vyplýva, že ich rozptyl pokrýva pole monzogranitov, granodioritov a tonalitov. Výber vzoriek pre toto zobrazenie nezodpovedá pomernému zastúpeniu jednotlivých petrografických typov v uvažovanom hlbinnom komplexe hornín. Má len dokumentovať šírku petrografickej variabilnosti vzoriek, ktoré možno v študovanom masíve získať na petrologické štúdium. Túto látkovú variabilnosť vzoriek do istej miery vyvolal už pôvodný látkový vývoj, no podstatne výraznejšie k tomuto rozptylu prispeli premeny, ktorými boli tieto horniny postihnuté. Ide predovšetkým o prejavy feldšpatizá-

Látková zmena nepremených hornín

$$A = -0.7870 P + 52\ 2184$$

$$P = -1\ 2708 A + 66\ 3542$$

$$Q = 0.3298 A + 32\ 5304$$

$$Q = -0.2479 P + 49\ 259$$

$$\Delta A = \Delta P = \Delta Q = \pm 5\%$$

Priradenia nepremených vzoriek podľa ich označenia

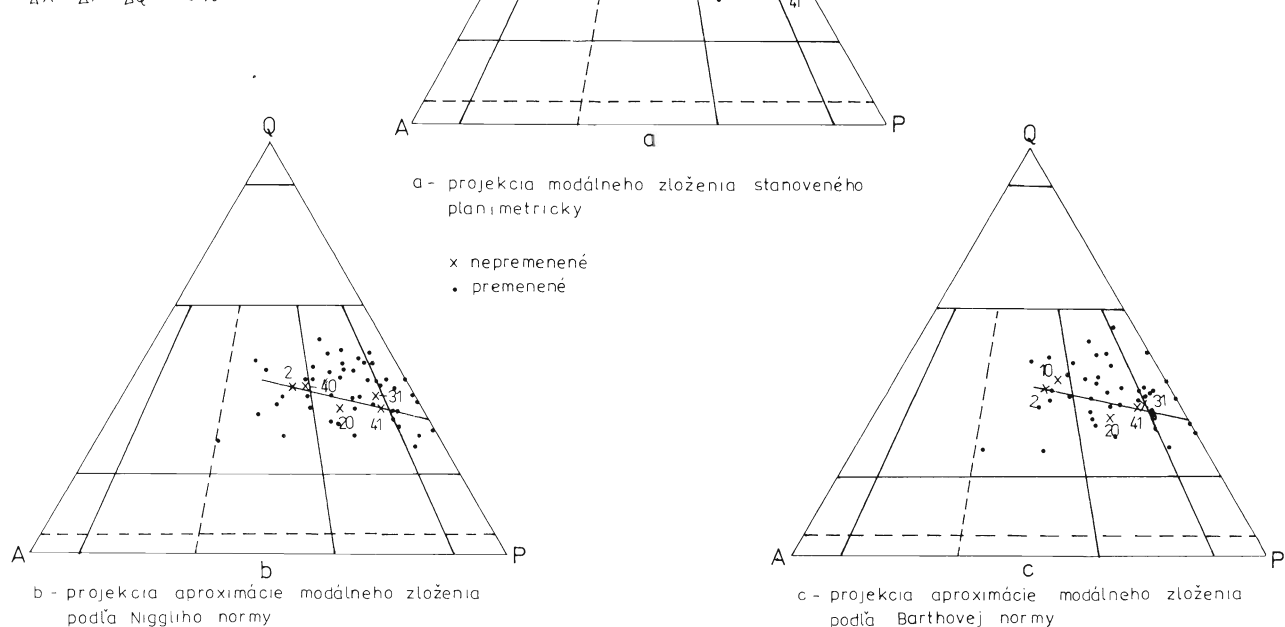
$$2 - 895/1$$

$$10 - 782/1$$

$$20 - 597/2$$

$$31 - 387/1$$

$$41 - 772/1$$



Obr. 1. Klasifikácia hlbinných hornín Ľumbierskej zóny Nízkych Tatier.

Fig. 1. Classification of plutonic rocks in the Ľumbier zone of the Low Tatra Mts.

cie i nižšej hydrotermálnej premeny a o prejavy tektonometamorfózy. Mnohé zo zohľadnených vzoriek figuratívnych bodov vynesene na obr. 1 boli postihnuté v rozdielnej miere všetkými spomenutými procesmi. Je len pochopiteľné, že na riešenie úlohy, ktorú sme stanovili za predmet úvahy tohto príspevku, je potrebné vybrať iba tie vzorky, ktoré neboli (alebo boli len vo veľmi malej miere) postihnuté spomenutými premenami. Figuratívne body týchto nepremených vzoriek na obr. 1 sú zobrazené krížikmi. Vidíme, že zo zobrazených 54 figuratívnych bodov sme iba 5 vzoriek mohli považovať za nepremené. Ich rozloženie naznačuje lineárnu závislosť, ktorú sme na tomto obrázku vyjadrili graficky aj analyticky. Vyznačenou prípustnou odchýlkou $\pm 5\%$ od tejto závislosti chceme vyjadriť prípustný rozptyl pomerného zastúpenia parametrov Streckeisena klasifikačného diagramu, ktorý bol akceptovaný za základ nomenklatury hlbinných hornín podľa medzinárodnej subkomisie IUGS z r. 1973. Vzorky, ktorých figuratívne body sú od tejto závislosti bližšie k vrcholu zložky A, boli obohatené na alkalické živce, najmä mikroklin. Naopak, vzrast zložky Q bol podmienený vzrastom podielu kremeňa a ten bol vyvolaný tak hydrotermálnou, ako aj tektonickou premenou. Zo spomenutého zobrazenia vidieť, že niektoré figu-

ratívne body analyzovaných vzoriek padli do blízkosti vyznačeného trendu pre nepremené horniny, a predsa ich považujeme za premené. Sú to feldšpatizované vzorky, ktoré boli následne hydrotermálne alebo tektonicky premené. Aby sme mohli vzorky priradiť k nepremeným horninám, treba zohľadniť aj ďalšie doplnujúce kritériá, najmä bazicitu plagioklasov.

To, že vybrané vzorky nepremených hlbinných hornín môžeme považovať za produkty kryštalizácie magmatickej taveniny, vidieť aj z tab. 1. V nej sú uvedené parametre i číselné vyjadrenie petrogenetického kritéria uvedeného v práci Winklera a Breitbartha (1978) na posúdenie genézy granitoidných a tonalitových hornín. Grafické zobrazenie príslušného systému aj s vyneseními figuratívnymi bodmi zohľadnených vzoriek nepremených hornín je na obr. 2. Pri vyhodnotení uvedeného kritéria sa zmienime iba o Niggliho norme v hmotnostnom vyjadrení, podľa ktorej bola určená poloha vynesných figuratívnych bodov na tomto obrázku. Z ich polohy i podľa hodnôt označených symbolmi An a Qz vidieť, že kryštalizácia začala jednak v poli anortitu, ako zložky plagioklasu, jednak v poli kremeňa. So zmenou podielu anortitovej molekuly v zložení tohto minerálu bol spojený výrazný tepelný spád kryštalizujúcej taveniny. Podľa

živcového termometra (Whitney a Storner, 1977)

$$T^{\circ}\text{K} = \frac{7\,973,1 - 16\,910,6 X_{\text{AF}} + 9\,901,9 X_{\text{AF}}^2 + (0,11 - 0,22 X_{\text{AF}} + 0,11 X_{\text{AF}}^2) p_{\text{kb}}}{-1,98721 n (X_{\text{AF}}/X_{\text{PF}}) + 4,6321 - 10,815 X_{\text{AF}} + 7,7345 X_{\text{AF}}^2 - 1,5512 X_{\text{AF}}^3}$$

kde X_{AF} je podiel molekuly albitu v K-živci a X_{PF} je podiel molekuly albitu v plagioklase.

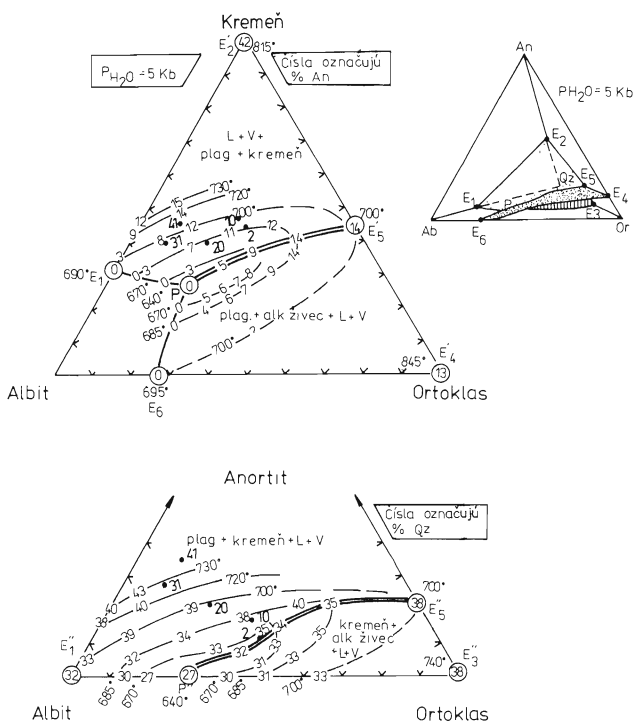
Po dosadení $X_{\text{AF}} = 0,1944^*$ a $X_{\text{PF}} = 0,7717^{**}$, ktoré vystihujú záver magmatickej kryštalizácie v študovanom hlbinnom telese, sme pre $p = 1 \text{ kb}$ (čo zodpovedá asi hĺbke 3–4 km) dostali hodnotu $911,66^{\circ}\text{K}$, čo je $638,51^{\circ}\text{C}$. Z porovnania takto stanovenej teploty záveru magmatickej kryštalizácie s polohou figuratívneho bodu vzorky 895/1 (2), čo je biotitický granit, s ohľadom na priebeh izotermií vykreslených v trojzložkovom systéme An — Ab — Or vyplýva, že teplota spomenutého záveru magmatickej kryštalizácie hlbinného telesa Ľumbierskej zóny Nízkych Tatier sa naozaj mohla pohybovať okolo 650°C . Priebeh izotermií zobrazuje teploty na kotektickej ploche. Samotný počiatok kryštalizácie minerálu, v poli ktorého magmatická kryštalizácia začala, by podľa experimentálnych skúseností Winklera a Braitbarta (l. c.) nemala byť vyššia ako 20°C . Pri tomto teplotnom rozdieli v uvažovanom poli plagioklasu by jeho vykryštalizované množstvo nemalo do času, keď kryštalizácia dosiahne kotektickú plochu, v zásade prekročiť hodnotu 10 %. V prípade tohto poľa sa však pripúšťa aj 20 %. To je hodnota kritéria, podľa ktorej môžeme usudzovať, či analyzovaná vzorka kryštalizovala v rozhodujúcej miere z magmatickej taveniny, alebo nie. Z hodnôt analyzovaných vzoriek získaných analyticko-geometrickým postupom (tab. 1) vyplýva, že vybrané nepremenené vzorky môžeme považovať za produkty magmatickej kryštalizácie. Uvádžame túto skutočnosť, aby bolo jasné, že budeme uvažovať o kôrovom pôvode nie hybridizovaných, ale z magmatickej taveniny vykryštalizovaných hornín.

Základná petrografická charakteristika

V tab. 2 sú uvedené výsledky analýzy vzoriek, ktorých petrografické označenie s lokalitami odberu boli už uvedené v tab. 1. Analýzy boli urobené v chemickom laboratóriu Geologického prieskumu v Turčianskych Tepliciach.

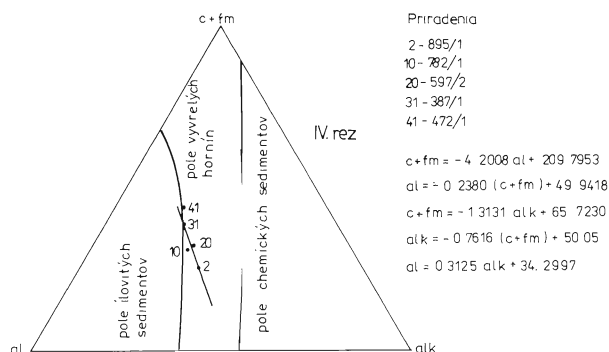
Uvedený počet hodnotených vzoriek neumožňuje na tomto mieste podať štatistickú charakteristiku

* Vzorka 1299/2 a **vzorka 1299/1 sú aplitoidné granitoidné horniny zo strednej časti doliny Husárka. Uvedené hodnoty stanovil Kotrba v laboratóriu mikroanalýzy ÚÚG v Prahe na sonde ARL — SEMQ.



Obr. 2. Systém kremeň-albit-ortoklas a anortit-albit-ortoklas s figuratívnymi bodmi nepremených hornín.

Fig. 2. Quartz-albite-orthoclase and anorthite-albite-orthoclase systems with figurative points of unaltered samples.



Obr. 3. Projekcia nepremených alebo slabopremených vzoriek v rezozech Niggliho projekčného tetraédra.

Fig. 3. Plot of unaltered to slightly altered samples into sections of Niggli's tetrahedron.

TAB. 1

Hmotnostné podiely Niggliho normatívnych molekúl systému: kremeň (Qz) — ortoklas (Or) — albit (Ab) — anortit (An) — H₂O
Weight proportions of Niggli's normative molecules in the quartz (Qz) — orthoclase (Or) — albite (Ab) — anorthite (An) — H₂O system

P.č	Vz.	Or	Ab	Qz	Σ	ΔAn	Or	Ab	An	Σ	ΔQz	Qz	Or	Ab	An	Σ	Hodnota kritéria %
2	895/1	27,51	29,17	43,31	99,99	-3,20	42,24	44,79	12,98	100,01	+4,94	39,94	25,37	26,89	7,80	100	7 Qz
10	782/1	24,41	29,70	45,89	100,00	+2,27	37,62	45,79	16,58	99,99	-3,30	41,30	22,08	26,89	9,73	100	1 An
20	597/2	19,06	40,39	40,55	100,00	+4,43	25,88	54,86	19,27	100,01	-3,49	35,51	16,69	35,37	12,43	100	6 An
31	387/1	8,80	46,01	45,19	100,00	+4,60	11,12	60,34	28,13	100,00	-6,79	37,21	7,24	37,89	17,66	100	5 An
41	772/1	9,99	44,67	45,33	99,99	+8,05	12,29	54,92	32,78	99,99	-9,21	35,79	7,89	35,27	21,05	100	12 An

Petrografické označenie a lokality: 895/1 — biotitický granit so sporadickým muskovitom, Magurka na hlavnom hrebeni; 782/1 — biotitický granit, v blízkosti kóty Koňsko; 597/2 — muskoviticko-biotitický granodiorit severne od ozdravovne Železnô; 387/1 — biotitický granodiorit, severovýchodné svahy kóty Brestová; 772/1 — biotitický tonalit, severovýchodne od kóty Chopok.

TAB. 2

Chemické zloženie a Niggliho petrochemický prepočet z granitoidov Ľumbierskej zóny Nízkych Tatier
Chemical composition and Niggli's values of granitoids from the Ľumbier zone of the Low Tatra Mts.

P. č.	Vz.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Mn	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	SO ₃	CO ₂	P ₂ O ₅	F	Cl	Σ
2	895/1	73,62	0,43	13,26	0,63	1,08	0,80	1,53	0,020	2,88	4,44	0,02	0,005	0,04	0,64	0,09	0,02	0,004	99,55
10	782/1	72,31	0,40	13,12	0,82	1,44	1,01	1,83	0,048	2,79	4,00	1,70	0,00	0,04	0,45	0,09	0,01	0,020	100,08
20	597/2	69,68	0,46	14,78	1,08	1,62	1,40	2,37	0,046	3,60	3,34	0,06	0,12	0,02	0,69	0,18	0,02	0,012	99,48
31	387/1	67,30	0,69	15,98	1,51	2,01	1,62	3,23	0,040	3,66	2,08	1,15	0,00	0,02	0,95	0,27	0,02	0,030	100,56
41	772/1	63,07	0,85	16,08	2,54	2,13	2,63	3,79	0,068	3,14	2,51	1,97	0,03	0,05	1,95	0,50	0,02	0,008	101,34

P. č.	Vz.	al	fm	c	alk	c/fm	fe	mg	o	mn	k	na	si	ti	p	cl	f	t	qz
2	895/1	44,25	14,64	9,28	31,84	0,63	0,35	0,46	0,18	0,01	0,50	0,50	416,95	1,83	0,22	0,04	0,36	3,13	189,6
10	782/1	42,22	18,78	10,71	28,70	0,58	0,36	0,45	0,18	0,01	0,49	0,51	394,98	1,64	0,21	0,19	0,24	2,82	180,2
20	597/2	41,17	20,28	12,00	26,56	0,59	0,32	0,49	0,19	0,01	0,38	0,62	329,4	1,63	0,36	0,10	0,30	2,61	123,2
31	387/1	40,92	22,87	15,04	21,18	0,66	0,32	0,46	0,22	0,01	0,27	0,73	292,52	2,25	0,50	0,22	0,22	4,71	107,8
41	772/1	36,66	29,66	15,71	17,97	0,53	0,23	0,51	0,25	0,01	0,34	0,66	244,09	2,47	0,82	0,05	0,24	2,99	72,2

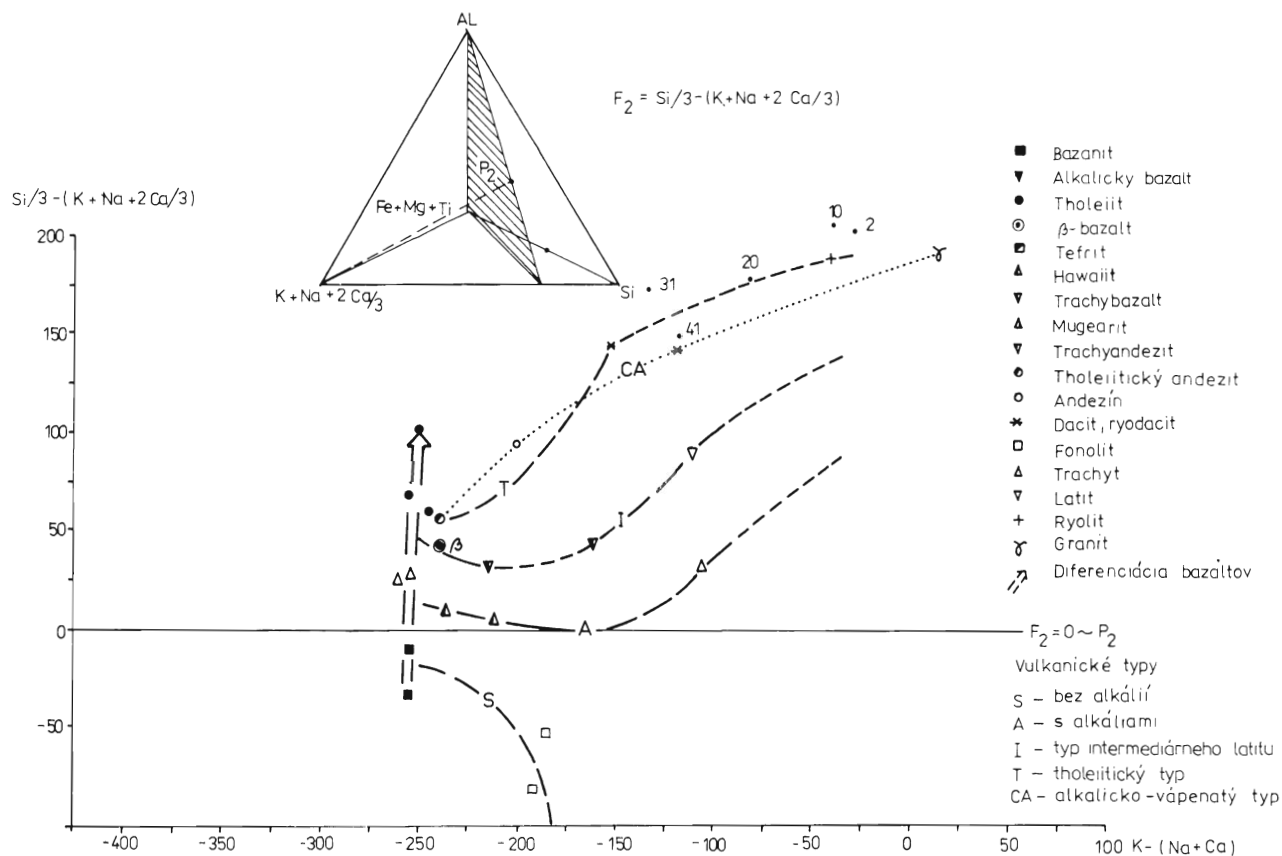
látkového zloženia jednotlivých nepremeňených petrografických typov. Preto chceme rozviesť iba niektoré látkové vzťahy, ktoré nás budú z hľadiska postaveného problému zaujímať. Z uvedených hmotnostných obsahov podstatne zastúpených kyslíčnikov vyplýva, že od granitov cez granodiority k tonalitom ide o jednoznačnú látkovú zmenu, v ktorej sa odráža petrogénny vývoj týchto hornín. Niggliho petrochemický prepočet (tab. 2) umožňuje posúdiť nielen látkové zloženie vyvrených, ale aj sedimentárnych hornín, ktoré treba pri riešení kôrového pôvodu vyvrených hornín zohľadniť. Podľa tejto petrochemickej klasifikácie vzorka 895/1 (2) biotitického granitu patrí k leukogranitickej skupine yozemitovo-granitového typu, vzorka biotitického granitu látkovým zložením blízka granodioritu pod označením 782/1 (10) patrí k leukosyenitovo-granitovej skupine typu rapakiwi. Vzorka muskovitovo-biotitického granodioritu 597/2 (20) patrí ku granodioritovej skupine normálneho granodioritového typu a vzorka 387/1 (31), ktorú považujeme za biotitický granodiorit, patrí ku granodioritovej skupine fersunditového typu. Je to granodiorit látkovo blízky tonalitom. Vzorka tonalitu s označením 772/1 (41), ktorú by podľa Niggliho mineralogickej klasifikácie bolo potrebné považovať

za kremenný diorit, patrí podľa petrochemickej klasifikácie toho istého autora ku kremennodioritovej skupine normálneho kremennodioritového typu.

Na obr. 3 je projekcia figuratívnych bodov v petrochemickom projekčnom tetraédri tohto autora. Figuratívne body patria k IV. rezu týmto tetraédrom a ich rozloženie od granitov k tonalitom alebo aj ku granodioritom blízky zloženiu tonalitov jasne sleduje lineárnu zmenu z poľa vyvrených hornín k poľu ílovitých sedimentov. Táto závislosť je preložená cez figuratívne body vzoriek 895/1 (2) a 387/1 (31) a je vyjadrená aj analyticky. Z tohto vyjadrenia je zrejmé, že vzrast hodnoty $c + fm$ pri nepremeňených horninách, teda tých zložiek, ktoré odrážajú vyššiu bazicitu plagioklasov a zvýšenie zastúpenia femických minerálov, najmä biotitu, je viac spojený s úbytkom parametra al než s úbytkom alk . Pritom vieme, že al je parameter, ktorý zohľadňuje v hornine množstvo Al a alk celkové množstvo K a Na . Tiež z analytického vyjadrenia

$$al = 0,3125 \text{ alk} + 34,2997$$

vyplýva dosť výrazný pokles hodnoty al s istým znížením hodnoty alk . Pretože na zastúpení zohľadnených alkalických prvkov sa v študovaných horni-



Obr. 4. Diagram funkcie F_2 podľa de la Rochea (1966) pre intermediárne horniny.

Fig. 4. Plot of the F_2 function according to de la Roche (1966) for rocks of intermediate composition.

TAB. 3
Hmotnostné obsahy oxidov a Niggliho petrochemický prepočet metamorfovaných hornín
Weight percents of oxides and Niggli's values of metamorphic rocks

P. č.	Vz	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	SO ₃	CO ₂	P ₂ O ₅	F	Cl	Spolu
55	1580/1	63,57	0,69	16,82	0,34	4,30	2,62	1,40	0,06	2,70	3,59	1,69	0,02	1,60	0,21	0,01	0,01	99,63
56	1380/1	65,91	0,72	15,76	0,07	4,60	2,62	0,84	0,06	2,24	3,90	1,40	0,04	1,60	0,21	0,01	0,00	100,03
57	1194/1	69,27	0,62	13,81	1,42	2,73	1,81	0,84	0,04	1,80	4,64	2,10	0,12	0,55	0,15	0,01	0,01	99,96
58	1493/1	69,61	0,59	14,43	1,59	2,61	1,32	1,94	0,04	3,02	3,39	0,56	0,03	0,59	0,16	0,02	0,01	99,37
59	1392/2	68,08	0,69	14,54	1,59	3,24	1,70	1,83	0,05	2,97	3,05	0,63	0,03	1,27	0,17	0,02	0,01	99,45
60	1694/2	68,32	0,56	14,81	1,67	2,38	1,85	2,00	0,06	2,84	3,36	1,21	0,05	0,59	0,16	0,09	0,07	99,95
61	1289/1	67,68	0,67	14,86	1,18	3,37	1,99	1,66	0,07	3,34	2,97	1,05	0,02	0,83	0,16	0,09	0,01	99,75
62	1073/1	70,59	0,64	14,08	1,11	2,90	1,62	1,69	0,04	2,87	2,74	0,63	0,02	0,89	0,16	0,01	0,00	99,52
63	1496/1	68,19	0,70	14,18	2,13	2,49	1,41	1,68	0,06	2,80	3,70	1,78	0,05	0,56	0,16	0,01	0,07	99,91
64	991/1	67,88	0,68	14,85	1,43	3,25	1,75	1,51	0,05	1,90	4,29	0,72	0,44	0,88	0,23	0,01	0,01	99,69
65	1190/1	68,62	0,61	14,68	0,91	3,25	1,76	2,48	0,06	2,81	2,73	0,79	0,03	0,88	0,22	0,02	0,01	99,49
66	1292/2	70,06	0,53	14,44	0,87	2,29	1,31	2,09	0,04	3,85	2,16	0,78	0,03	1,33	0,14	0,01	0,01	100,19
67	1292/1	69,11	0,64	14,93	1,17	2,95	1,42	2,83	0,05	3,30	2,10	0,05	0,04	1,21	0,15	0,01	0,00	99,93
68	1596/1	71,42	0,51	13,81	1,03	2,08	0,80	1,54	0,04	2,51	4,82	0,02	0,02	0,61	0,16	0,02	0,01	99,29
69	1594/2	69,09	0,60	14,10	2,17	1,85	1,21	2,24	0,05	2,94	3,54	1,22	0,04	0,66	0,16	0,01	0,11	100,03
70	1082/2	69,45	0,57	14,90	0,94	2,90	1,61	2,25	0,04	3,01	2,30	0,54	0,07	1,05	0,17	0,02	0,01	99,54

P.č.	Vz.	al	fm	c	alk	c/fm	fe	mg	o	mn	k	na	si	ti	p	cl	f	t	qz
55	1580/1	41,10	32,34	6,22	20,34	0,19	0,46	0,50	0,03	0,01	0,47	0,53	263,66	2,15	0,37	0,05	0,16	14,54	82,3
56	1380/1	40,94	34,57	3,96	20,52	0,11	0,49	0,50	0,01	0,01	0,53	0,47	290,63	2,39	0,39	0,03	0,17	16,46	108,5
57	1194/1	41,07	30,67	4,54	23,72	0,15	0,37	0,44	0,18	0,01	0,63	0,37	349,56	2,35	0,32	0,05	0,16	12,81	154,7
58	1493/1	40,41	25,55	9,88	24,16	0,39	0,41	0,36	0,22	0,01	0,43	0,57	330,87	2,12	0,32	0,07	0,24	6,37	134,2
59	1392/2	39,26	29,66	8,97	22,12	0,30	0,42	0,39	0,18	0,01	0,40	0,60	311,99	2,39	0,33	0,07	0,23	8,17	123,5
60	1694/2	40,01	27,73	9,82	22,44	0,35	0,33	0,46	0,21	0,01	0,44	0,56	313,35	1,93	0,31	0,55	0,14	7,75	123,6
61	1289/1	39,08	30,04	7,95	22,93	0,26	0,42	0,44	0,13	0,01	0,37	0,63	302,13	2,25	0,30	0,07	0,14	8,21	110,4
62	1073/1	40,81	28,04	8,88	22,27	0,32	0,42	0,42	0,15	0,01	0,39	0,61	346,65	2,37	0,33	0,03	0,16	9,65	157,6
63	1496/1	39,65	27,71	8,55	24,09	0,31	0,36	0,36	0,27	0,01	0,47	0,53	323,64	2,50	0,32	0,54	0,15	7,02	127,3
64	991/1	40,90	30,12	7,57	21,40	0,25	0,42	0,41	0,17	0,01	0,60	0,40	317,29	2,39	0,46	0,09	0,15	11,92	131,7
65	1190/1	39,60	27,79	12,16	20,45	0,44	0,45	0,43	0,11	0,01	0,39	0,61	314,29	2,11	0,43	0,07	0,29	7,00	132,3
66	1292/2	41,70	22,27	10,99	25,04	0,49	0,42	0,43	0,14	0,01	0,27	0,73	343,31	1,95	0,29	0,05	0,15	5,66	143,1
67	1292/1	40,22	25,16	13,87	20,75	0,55	0,45	0,38	0,16	0,01	0,30	0,70	316,11	2,20	0,29	0,03	0,17	5,60	133,1
68	1596/1	42,74	19,67	8,68	28,92	0,44	0,46	0,32	0,21	0,01	0,56	0,44	375,26	2,02	0,36	0,09	0,33	5,14	159,6
69	1594/2	39,89	24,10	11,51	24,50	0,48	0,31	0,36	0,33	0,01	0,44	0,56	331,67	2,16	0,32	0,90	0,15	3,88	133,7
70	1082/2	41,54	26,35	11,38	20,72	0,43	0,43	0,43	0,13	0,01	0,33	0,67	328,55	2,03	0,34	0,06	0,30	9,44	145,7

Petrografické označenie: 55 — páskovaná muskoviticko-biotitická rula, 56 — muskoviticko-biotitická rula, 57 — páskovaná biotitická rula, 58 — jemne páskovaná muskoviticko-biotitická rula, 59 — muskoviticko-biotitická rula, 60 — páskovaná muskoviticko-biotitická rula, 61 — muskoviticko-biotitická rula, 62 — muskoviticko-biotitická rula so sillimanitom, 63 — dvojsľudná rula, 64 — páskovaná biotitická rula, 65—68 — páskovaná muskoviticko-biotitická rula, 69 — muskoviticko-biotitická rula, 70 — páskovaná muskoviticko-biotitická rula.

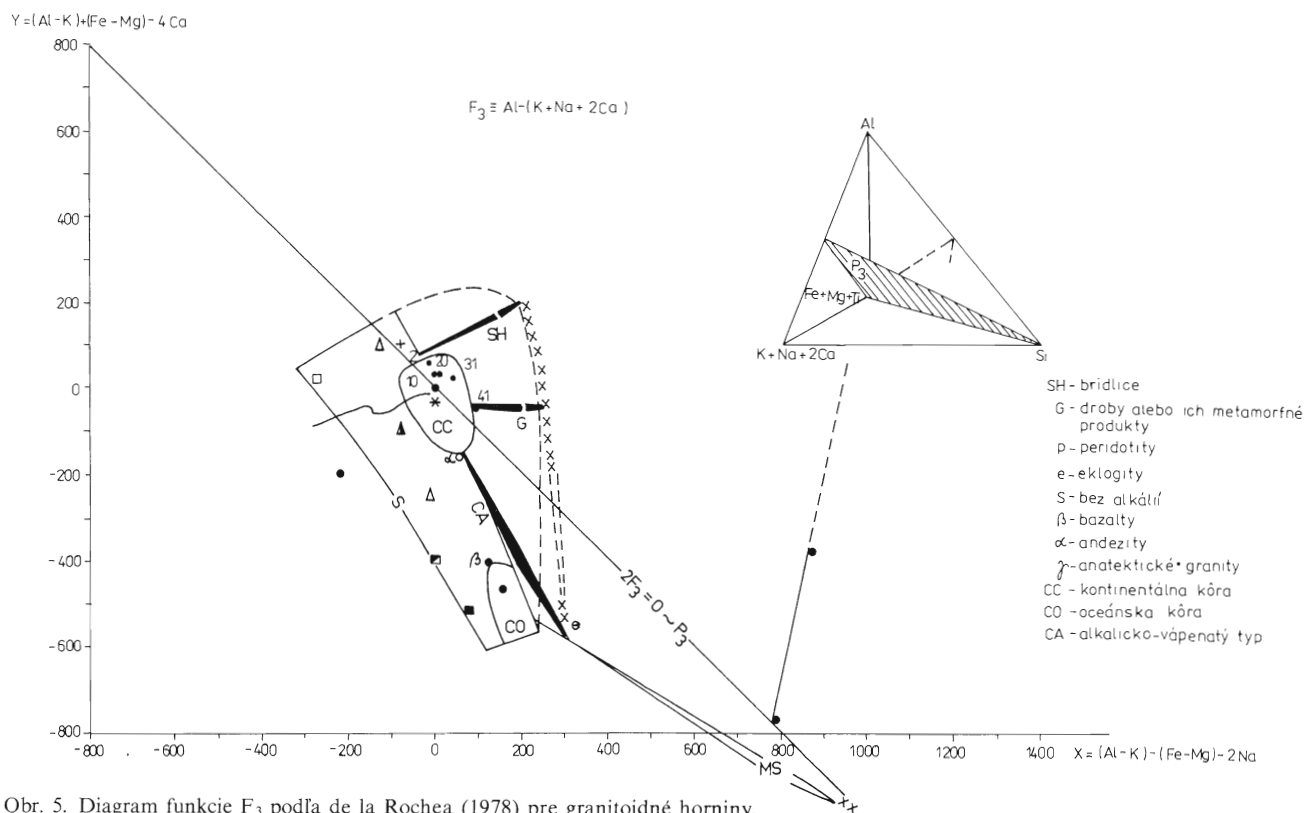
nách podieľajú predovšetkým živce, je zrejmé, že približovanie figuratívnych bodov analyzovaných vzoriek k poľu ílovitých sedimentov nie je potrebné spájať ani tak s úbytkom živcov, ako so vzrastom celkovej šumy parametrov c a fm . Pri vzorke tonalitu 772/1 (41) je táto tendencia ešte výraznejšia.

Na obr. 4 sú vynesené figuratívne body hodnotených vzoriek v projekcii pre intermediárne horniny podľa de la Rochea (1966), ktorých látkové zloženie sleduje rez jeho tetraédru rovinou P_2 . Z rozloženia figuratívnych bodov hodnotených vzoriek vidieť, že zatiaľ čo vzorky granitov a granodioritov majú blízko k tholeiitovému radu, vzorka tonalitov je blízka látkovej zmene alkalicko-vápenatého radu. Tento rozdiel rezultuje predovšetkým z vyššieho podielu Si pri prvej skupine. Látkové zloženie analyzovaných vzoriek je však trochu vzdialené spomenutému rezu projekčného tetraédru. Z toho dôvodu uvádza de la Roche (1966) pre granitoidné horniny osobitnú projekciu spojenú s rezom rovinou, ktorú označil ako P_3 . Táto projekcia je zobrazená na obr. 5. Stopa tejto roviny na projekcii tohto obrázku rozdeľuje projekčné pole na dve časti. Pravá časť tejto projekcie predstavuje oblasť so zvýšeným obsahom Al. Vľavo od tejto línie padajú figuratívne body vzoriek obohatené o Ca a alkálie. Analyzované vzorky sú blízko tohto rozhrania, ale patria do poľa so zvýšeným podielom Al.

Okrem toho na tomto diagrame sú vyznačené polia petrogénneho pôvodu, na označenie ktorých ponechávame pôvodnú symboliku. Symbolom SH je označené koncentračné pole bridlíc, G označuje koncentračné pole drôb. Uzavretou krivkou je ohraničené pole vyvrených hornín s kontinentálno-kôrovým pôvodom (CC). Zdrojové horniny pre tento pôvod treba zrejme odvodit' od polí, ktoré na ohraničené pole nadväzujú. Figuratívne body analyzovaných vzoriek granitoidných hornín padli do spomenutého poľa vyvrených hornín blízko poľa bridlíc. Vzorka tonalitu padla do čierneho šípku na rozhraní poľa bridlíc, drôb a poľa vyvrených hornín. Čiernymi šípmi je označený priestor anatektického tavenia. Aby sme však mohli konkrétnejšie posúdiť vzájomné látkové vzťahy medzi hlbinnými granitoidnými horninami a horninami metamorfovaného obalu Ďumbierskej zóny Nízkych Tatier, považujeme za potrebné stručne sa zmieniť o petrografickej a najmä petrochemickej stránke metamorfovaných hornín hodnotenej oblasti.

Základná petrografická a petrochemická charakteristika hornín metamorfovaného komplexu

V predchádzajúcej práci (Gubač, 1985) sme uviedli, že na zložení hornín metamorfovaného komplexu



Obr. 5. Diagram funkcie F_3 podľa de la Rochea (1978) pre granitoidné horniny.

Fig. 5. Plot of the F_3 function according to de la Roche (1978) for granitoids.

TAB. 4
 Petrogenetický model biotitického granodioritu, muskoviticko-biotitického granodioritu a biotitického granitu
 Petrogenetic model for biotite granodiorite, muscovite-biotite granodiorite and biotite granite

	% množstvo	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ
<i>Biotitický granodiorit</i>												
Reagenty:												
1292/1 (67)	100,00	69,11	0,64	14,93	1,17	2,95	1,42	2,83	0,05	3,30	2,10	98,50
Produkty:												
387/1 (31)	88,33	67,30	0,69	15,98	1,51	2,01	1,62	3,23	0,04	3,66	2,08	98,12
Mus 1299/2	3,68	48,56	0,91	31,18	0,00	5,38	1,17	0,03	0,09	0,33	9,17	96,81
Kremeň	7,99	100,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100,00
Vypočítané zloženie:												
Reagenty:		69,11	0,64	14,93	1,17	2,95	1,42	2,83	0,05	3,30	2,10	98,50
Produkty:		69,22	0,64	15,26	1,33	1,97	1,47	2,85	0,04	3,25	2,17	98,22
Suma štvorcov zvyškov:											1,1169	
Rozdiel medzi dvoma vypočítanými zloženiami:											1,0568	
<i>Muskoviticko-biotitický granodiorit</i>												
Reagenty:												
1596/1 (68)	100,00	71,42	0,59	13,81	1,03	2,08	0,80	1,54	0,04	2,51	4,82	98,56
Produkty:												
387/1 (31)	59,57	67,30	0,69	15,98	1,50	2,01	1,62	3,23	0,04	3,66	2,08	98,11
Or 1299/2	21,85	65,90	0,00	18,74	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,95	14,61	100,26
Mu 1299/2	2,66	48,56	0,91	31,18	0,00	5,37	1,17	0,03	0,09	0,33	9,17	96,81
kremeň	15,92	100,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100,00
Vypočítané zloženie:												
Reagenty:		71,42	0,51	13,81	1,03	2,08	0,80	1,54	0,04	2,51	4,82	98,56
Produkty:		71,70	0,44	14,44	0,81	1,34	1,00	1,94	0,03	2,40	4,67	98,85
Rozdiely:		-0,28	0,07	-0,63	0,14	0,74	-0,20	0,40	0,01	0,11	0,15	—
Suma štvorcov zvyškov:											1,2827	
Rozdiel medzi dvoma vypočítanými zloženiami:											1,1326	
<i>Biotitický granit</i>												
Reagenty:												
387/1 (31)	100,00	67,30	0,69	15,98	1,50	2,01	1,62	3,23	0,04	3,66	2,08	98,11
Produkty:												
895/1 (2)	63,03	73,62	0,43	13,26	0,63	1,08	0,80	1,53	0,02	2,88	4,44	98,69
Pl 1299/1	30,24	64,88	0,05	22,93	0,00	0,11	0,00	4,33	0,00	8,71	0,28	101,29
Bi 593/1	2,92	36,03	2,85	14,31	0,00	19,23	10,68	0,00	0,26	0,11	8,62	92,09
ankerit	2,84	0,00	0,00	0,00	0,00	16,43	10,49	28,10	0,75	0,00	0,00	55,71
hematit	0,97	0,00	0,00	0,10	0,00	99,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,62
Vypočítané zloženie:												
Reagenty:		67,30	0,69	15,98	1,50	2,01	1,62	3,23	0,04	3,66	2,08	98,11
Produkty:		67,08	0,37	17,71	1,36	1,74	1,11	3,07	0,04	4,45	3,14	98,07
Rozdiely:		0,22	0,32	0,27	0,14	0,27	0,51	0,16	0,00	-0,79	-1,06	—
Suma štvorcov zvyškov:										2,2386		
Rozdiely medzi dvoma vypočítanými zloženiami:										1,5292		

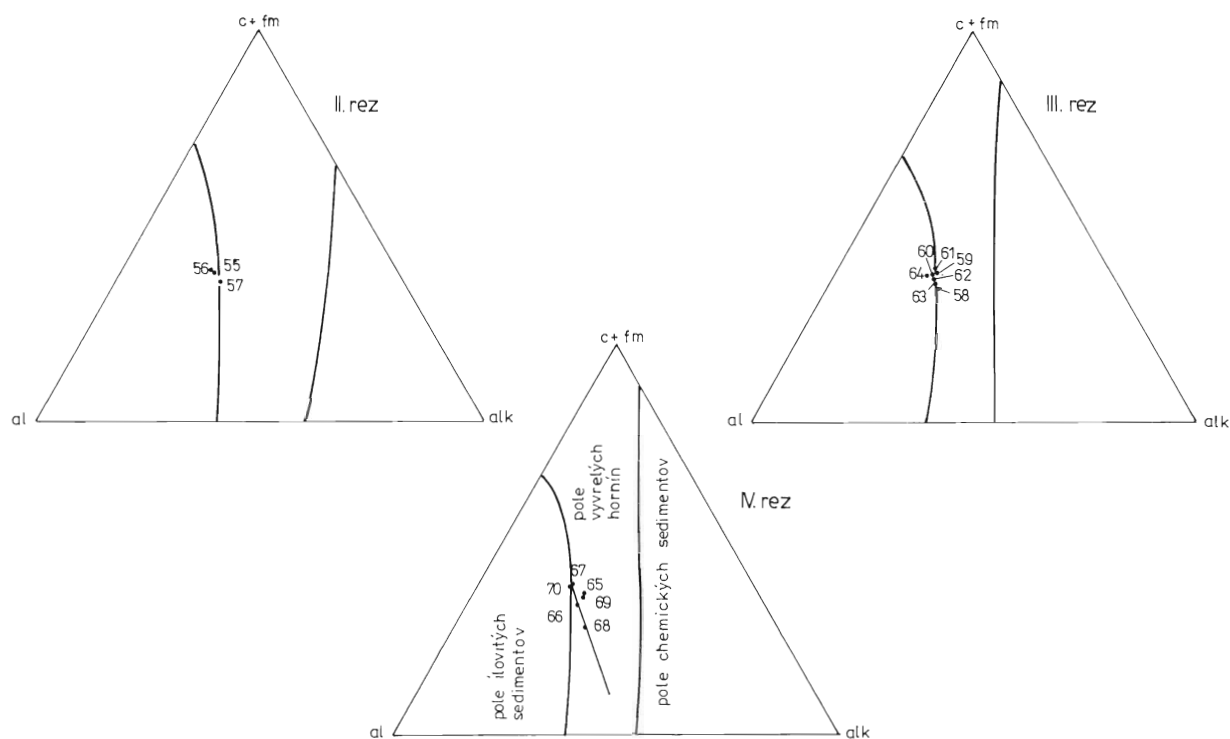
potrebný podiel každého člena reakcie na tom, aby sa vyrovnalo chemické zloženie medzi pravou a ľavou stranou uvažovaného reakčného modelu. Nová bazi-cita plagioklasu zodpovedá kryštalizačnej teplote granodioritu.

Z uvedenej hodnoty sumy štvorcov zvyškov, ktorá je hodnotou kritéria vhodnosti zostavenia reakčného petrogenetického modelu, vyplýva, že uvedená pred-stava látkovej bilancie je veľmi dobrá.

Ďalej budeme uvažovať o prípade, keď na strane do reakcie vstupujúcej zdrojovej horniny bude horni-na s vyšším podielom kyslých vulkanických hornín, teda s vyšším podielom alkalických prvkov. Za takúto

horninu sme zvolili vzorku 1596/1 (68) a aby sa vyrovnalo chemické zloženie, pripísali sme ortoklas zo vzorky 1299/2 muskoviticko-biotitického granodioritu. Výsledky tohto petrogenetického modelu sú uvedené v tab. 4.

Z uvedenej sumy štvorcov zvyškov i z jednotlivých hodnôt rozdielov hmotnostných obsahov každého oxidu vyplýva reálnosť i tohto petrogenetického mo-delu. Z dopočítaných fáz k zloženiu granodioritu pri predpokladanom vzniku na vyrovnanie chemického zloženia v najväčšom množstve bolo potrebné pripo-čítať K-živce a kremeň. Z toho hľadiska sa javí dosť pochopiteľné, že vývoj hlbinných hornín Ľumbierskej



Obr. 7. Projekcia figuratívnych bodov rúl.

Fig. 7 Plot of figurative points for gneiss samples.

zóny sprevádza vo výraznej miere mikroklinizácia a v spojení s nižšie termálnymi premenami prekremenenie. Môžeme uvažovať aj opačne, že vývoj granitoidných hornín, ktoré sprevádza mikroklinizácia, mal také zdrojové horniny, ktoré mali dostatočný podiel kyslých vulkanických zložiek. Na látkovom zložení zvyškových roztokov sa popri hlavných prvkoch podieľali zrejme aj ďalšie, tiež rudné prvky. Môžeme tiež povedať, že aj prejavy hydrotermálnej rudnej mineralizácie viazanej na hlbinný magmatizmus sa prejavujú najmä v tých oblastiach, kde došlo k výraznejším prejavom feldšpatitizácie, najmä mikroklinizácie. Domnievame sa, že podiel bázičných hornín v metamorfovaných zmiešaných horninách vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia podporuje názor o kôrovom pôvode tonalitov, v dôsledku čoho tieto horniny vykazujú zvýšený podiel zložiek, ktoré sa prejavujú vyššími číselnými charakteristikami Niggliho prepočtu fm a c. Poznamenávame tiež, že tzv. dioritové telesá opisované z Ľumbierskeho batolitu sa javia ako kontaktné rohovce bázičných hornín, teda ako relikt plášťa.

Látkový vývoj granitoidných hornín spojený s ich kryštalizáciou

Látkový vývoj granitoidných hornín od granodioritu ku granitu vyjadruje reakčný model:

biotitický granodiorit → biotitický granit + plagioklas + biotit + ankerit + hematit.

Látková bilancia tohto petrogenetického modelu je uvedená v tab. 4.

Z uvedených hodnôt vyplýva, že aj v tomto prípade neboli zohľadnené ľahkoprchavé zložky, hlavne H_2O a CO_2 . Z percentuálneho obsadenia reakčného modelu na vyrovnanie zloženia medzi biotitickým granodioritom a biotitickým granitom najvyšší podiel pripadá na plagioklas, ktorého zložky sa zrejme podieľali na tvorbe sprievodných aplítov. Analýza minerálneho zloženia granitoidných hornín študovaného hlbinného telesa Ľumbierskej zóny Nízkych Tatier potvrdzuje aj sprievodnú mineralizáciu, ktorá sa prejavuje zložkami dopísaných mineralizačných fáz, teda biotitu, ankeritu a hematitu. Keď k tejto látkovej bilanci, ktorá vyplýva z rozdielu látkového zloženia medzi granodioritom a granitom, pripočítame ešte uplatnenie zložiek, ktoré rezultujú z látkového rozdielu medzi granodioritom a zdrojovými rulovými horninami, dostaneme obraz látkového vývoja predmetných granitoidných hornín, ktorý zodpovedá reálnej skutočnosti. Nesmieme pritom strácať zo zreteľa ani látkový rozptyl, ktorý rezultuje z látkovej variabilnosti zdrojových hornín. Táto skutočnosť sa odrazila nielen na vývoji granodioritov a tonalitov, ale aj na sprievodných mineralizačných prejavoch, ktoré sú na

ne viazané. S látkovou variabilitou odvodenou od kôrového pôvodu hlbinných hornín Ďumbierskej zóny Nízkych Tatier je zrejme spojená aj ich tektonická pozícia voči horninám plášťa. Z dynamického hľadiska túto problematiku rieši Marsh (1982). Pri tomto hodnotení treba venovať pozornosť hlavne dvom fyzikálnym parametrom tohto deja, a to mernej minerálnej hmotnosti hornín obalu, teda hornín súvrstvia, ktoré postihla anatexia, a potom viskozite pri anatexii vzniknutej taveniny. V tab. 9 sú uvedené výsledky stanovenia hodnôt viskozity (η) s jednotkou poise pre 750 °C a hodnôt aktivačnej energie (E) potrebnej na prekonanie odporu, ktorú kladie viskozita. Tieto charakteristiky boli vypočítané postupom uvedeným v práci Shawa (1972).

TAB. 5

Viskozita (η) a aktivačná energia (E) anatektickej taveniny počítaná podľa Shawa (1972)

Viscosity (η) and activation energy (E) of anatectic melt calculated according to Shaw (1972)

P. č.	Vz.	s	E	ln	(poise) η	h
2	895/1	3,956	78,608	26,3309	$2724,98 \times 10^8$	2,66
10	782/1	3,278	65,134	20,7213	$9,98049 \times 10^8$	
20	597/2	3,675	73,026	24,0060	$266,481 \times 10^8$	2,69
31	387/1	3,224	64,070	20,2745	$6,348 \times 10^8$	
41	772/1	2,816	55,958	16,8988	$0,218 \times 10^8$	

Z výsledkov v tab. 5 vyplýva, že viskozita taveniny, z ktorej kryštalizovali tonality, prípadne granodiority, smerom ku granitom narastá. Z toho vyplýva, že bázejšie horniny by mali byť menej viskózne než horniny kyslé. Táto fyzikálna povaha sa prejavuje aj v tom, že pri bázejších horninách sa prejavujú výraznejšie znaky kumulatívnej stavby než pri kyslých horninách. Ale ani pri bázejších horninách, ktoré sú predmetom tohto výkladu, nie je tendencia ku kumulatívnej stavbe výrazná.

V tab. 5 je pri dvoch vzorkách uvedená aj merná minerálna hmotnosť (h), ktorá sa pohybuje pod 2,7. Pri niektorých granitoidných horninách, hlavne kyslej povahy, je hodnota tejto vlastnosti aj 2,75. V tom istom rozptyle hodnôt sa pohybuje aj hodnota mernej minerálnej hmotnosti rúl, o ktorých sa domnievame, že mohli byť zdrojovými horninami hlbinných granitoidov. Podstatne vyššiu mernú hmotnosť majú horni-

ny skupiny amfibolitov. Stanovené hodnoty sa pohybujú okolo 2,85, prípadne 2,90. Keď teda tonality vznikli v komplexe takýchto hornín, nadložný tlak pri anatexii bol podstatne výraznejší, a to sa prejavilo aj na ich látkovej diferencovanosti, ktorá je závislá od premiestnenia v priestore. Z uvedeného dedukujeme, že pri hlbinnom telese Ďumbierskej zóny Nízkych Tatier môžeme uvažovať o dvoch hlbinných faciách, a to plytšej, s častejším diferenciačným vývojom od granodioritov ku granitom, prípadne aplitom s častými prejavmi feldšpatitizácie, a o hlbšej facií s vývojom tonalitov a granodioritov, ktoré majú látkovo blízko k tonalitom. Tento jav sa odrazil aj v tom, že v študovanej oblasti bol vyčlenený typ Prašivá a typ Ďumbier. Priradenie týchto typov spomenutým hlbinným faciám nie je však jednoznačné. Z toho dôvodu priestorovým aspektom látkového vývoja hornín študovaného hlbinného telesa chceme venovať osobitnú pozornosť pri inej príležitosti.

Záver

Z podaného prehľadu látkového vývoja hlbinných hornín Ďumbierskej zóny Nízkych Tatier vyplýva, že koncepcia kôrového pôvodu hlbinných granitoidných hornín, ktorá sa v súčasnej petrológii široko akceptuje, je aktuálna aj pre študovanú oblasť.

Literatúra

- Gubač, J. 1985: Metamorphism in Volcanic Sedimentary Formation in Tatric Part of Nízke Tatry Mts. *Proc. Rep. of the XIII.—th Congress of KBGA. Part I. Cracow*, 370—375.
- Le Maitre, R. W. 1979: A New Generalised Petrological Mixing Model. *Contr. Mineral. Petrology*, 71, 133—137.
- Marsh, B. D. 1982: On the Mechanics of Igneous Diapirism, Stopping and Zone Melting. *Amer. J. Sci.*, 282, 808—855.
- De La Roche, H. 1978: La chimie des roches présentée et interprétée d'après la structure de leur faciès mineral dans l'espace des variables chimiques: fonctions spécifiques et diagrammes qui s'endeduisent — application aux roches ignées. *Chem. Geol.*, 21, 63—87.
- Pitoňák, P., Spišiak, J. 1988: Simple Model of Paragneiss and Amphibole Rock Protoliths of Nízke Tatry Mts. Crystalline Complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 1, 73—85.
- Shaw, H. R. 1972: Viskositien of Magmatic Silicate Liquids. *Amer. J. Sci.*, 272, 870—893.
- Whitney, J. A., Stormer, Jr. J. C. 1977: Two-Feldspar Geothermometry Geobarometry in Mesozonal Granitic Intrusions. *Contr., Mineral. Petrology*, 63, 51—64.
- Winkler, H. G. F., Breitbart, R. 1978: New Aspects of Granitic Magmas. *Neu. Jb. Miner., Mh.*, 10, 463—480.

Petrochemical indications of crustal origin of granitoids in the Ďumbier zone of the Low Tatra Mts. (Central Slovakia)

Contemporaneous petrogenetic views on crustal origin of granitoids and tonalites appear to be actual even for the Ďumbier zone of the Low Tatra Mts. Depicting the

composition of these rocks, the plot in fig. 1 indicates modal composition obtained by planimetry (1a) or by approximation using Niggli's (1b) as well as Barth's (1c)

norms. The indicated compositional variability is the result of primary petrogenetic evolution as well as of superimposed, hydrothermal or tectonic, alterations. Only 5 samples out of the total 54 (indicated by crosses) could be assumed to represent unaltered to weakly altered rock, hence the further petrochemical assumptions are made on the base of these 5 samples.

The samples indicate that crystallization occurred, in decisive proportion, from magmatic melts what is substantiated by petrogenetic evaluation made in Tab. 1 and fig. 2 using the procedure proposed by Winkler and Breitbart (1978). Chemical data are in Tab. 1 and Niggli's values in Tab. 2, whereas the fig. 3 indicates their graphical plot. The distribution is linear, therefore by the increasing value of $c \pm fm$ the composition approaches the field of argillaceous sediments. In de la Roche's (1966) projection (figs. 4 and 5) figurative points appear in the field of continental crustal granitoids whereas the tonalite sample plots into the anatectic field on the boundary of slate and greywacke.

Looking after source rocks of granitoids also previous results of the author (Gubač, 1985) are assumed and summarized in fig. 6. The metamorphic complex is mostly

composed of mixed types originated at the expense of marginal members of a volcano-sedimentary sequence composed of argillaceous to arenaceous sediments with acidic and even basic volcanites. These rocks have regionally been metamorphosed into gneisses. Figurative points of these samples, which in Niggli's projection (fig. 7) fall into the igneous field, are maintaining the same linear correlation as indicated in fig. 3 for granitoids and tonalite. Respective chemical compositions of gneiss and Niggli's values are in Tab. 3.

The material balance during transformation from gneiss into granitoids and tonalites has been appreciated using the GENMIX routine (Le Maitre, 1981) with results indicated in Tab. 4. Accordingly, the crustal origin of investigated granitoids and tonalitic rocks is acceptable. Two deep-seated facial domains of plutonic evolution may be postulated, from which the more shallow one is related with more pronounced differentiation process from granodioritic to granitic composition and with frequently appearing feldspathitization as well as related ore generation. The deeper facial domain is mainly characterized by material evolution from a tonalitic to granodioritic composition.

Niektoré výsledky štúdia fyzikálnych vlastností hornín kryštalinika na lokalite Jasenie-Kyslá (Nízke Tatry)

VLADIMÍR VYBÍRAL, JURAJ JANČÍ

Geofyzika, š. p., Brno, závod Bratislava, Geologická 18, 825 52 Bratislava

(Doručené 8. 9. 1988)

Some results of investigation into physical properties of crystalline rocks on the Jasenie—Kyslá locality (Low Tatra Mts., Central Slovakia)

In the frame of geophysical field measurements on the Jasenie-Kyslá tungsten ore prospect, also physical properties of main petrographic rock varieties have been investigated on laboratory samples from adits Š-3 and Š-4. Rock density, total gamma-activity, contents of potassium, uranium and thorium as well as the magnetic properties have been measured. Data proved petrophysical homogeneity of the ophiolitic and stromatolitic migmatite complex. To the contrary, rocks of the volcanosedimentary complex (gneiss, paragneiss, hornblende gneiss and amphibolite) display petrophysical heterogeneity and broad dispersion of density and radioactivity values. This is in accordance with mixed terrigenous and volcanogenous nature of the pre-metamorphic protoliths from which the complex originated. The terrigenous constituent of the complex displays lower density and higher radioactivity whereas the volcanogenous rocks are characterized by opposite trend.

Úvod

Súčasťou komplexu geologickoprieskumných prác zameraných na sledovanie W zrudnenia na lokalite Jasenie-Kyslá sú aj geofyzikálne práce. V prvej etape prác od roku 1982 sa celá záujmová oblasť premerala komplexom geofyzikálnych metód. Riešilo sa viacero čiastkových úloh (Vybíral, Jančí, 1984). Jednou z nich bolo vymapovanie zón vystupovania hornín vulkanicko-sedimentárneho komplexu (ďalej VSK) s amfibolitmi, amfibolickými rulami a amfibolicko-biotitickými rulami v komplexe migmatitov (Vybíral, Jančí, 1984). Úlohy týkajúce sa hornín VSK zostali po ukončení prvej etapy prác otvorené, použitým komplexom geofyzikálnych metód takmer neriešiteľné. Preto sa realizovala druhá etapa prác, ktorá zahŕňala, okrem iného, podrobné systematické sledovanie fyzikálnych vlastností hornín v banských prácach. V tomto príspevku chceme zverejniť niektoré výsledky získané laboratorným meraním na cca 600 vzorkách hornín.

Stručná geológia sledovaného územia

Oblasť W zrudnenia Jasenie-Kyslá leží v centre d'umbierskej zóny nízkotatranského kryštalinika. Geofyzikálne prieskumné práce obidvoch etáp sa uskutočňovali v pásme Špíglovej, ktorá pozostáva hlavne z migmatitov stromatitického a oftalmitického

typu, VSK s pararulami, rulami, amfibolitmi. V nepodstatnej miere sa tu vyskytujú žilné typy granitoidov, aplitov a pegmatitov.

Stromatitické typy migmatitov sa dajú charakterizovať ako horniny s pravidelným striedaním svetlých prúžkov — neozómu — a tmavých prúžkov obohatených biotitom — paleozómu. Mocnosť prúžkov je variabilná, maximálna niekoľko desiatok mm.

Oftalmitické typy migmatitov sa odlišujú od stromatitických porfýrickými K-živcami s hojnými uzavreninami iných minerálov (kremeň, sludy). Očká možno niekedy pozorovať aj v typických stromatitoch. Minerálne zastúpenie: plagioklas (oligoklas), v menšej miere K-živce, biotit, ktorý býva chloritizovaný, muskovit, kremeň, ojedinele granát, zirkón, apatit, rudné minerály.

Ruly sú najčastejšie zastúpené biotitickými, granaticko-biotitickými, muskoviticko-biotitickými, muskoviticko-kvarcitickými, kremenitými, biotiticko-kremenitými typmi. Prevládajúcim minerálom je plagioklas, zriedkavo kremeň. Charakteristická je neprítomnosť K-živca. Biotit je lokálne chloritizovaný, obsah muskovitu varíruje podľa typu horniny (Spišiak, Pitoňák, 1986).

Amfibolické horniny vystupujú v úzkej asociácii s rulami, často s nimi v profiloch viacnásobne alternujú. Mocnosť telies je spravidla niekoľko dm až m, zriedkavo desiatky m. Horniny sú masívne, s usmerenou textúrou. Základné minerálne zloženie: amfi-

bol, plagioklas, biotit, kremeň, granát. Podľa modálneho zastúpenia vedľajších minerálov sú vyčlenené viaceré variety (biotitické, granatické, epidotické amfibolity).

Metodika stanovenia a výsledky meraní fyzikálnych vlastností hornín

V prvej etape prác sa zvolila metodika cieľeného odberu, pretože bolo potrebné získať obraz o fyzikálnych vlastnostiach jednotlivých petrografických typov hornín.

V druhej etape sme pristúpili k systematickému odberu. Vo všetkých bankových dielach sme odobrali vzorky s pravidelným krokom 10 m. Predpokladali sme, že takýmto spôsobom odberu sa zistia fyzikálne vlastnosti horninových typov, tendencie zmien fyzikálnych parametrov v horizontálnom a vertikálnom smere a iné zákonitosti a trendy štatistického charakteru. Na odobraných vzorkách sa zisťovali hustotné, rádiometrické a magnetické parametre. Základný petrografický opis vzoriek vykonali pracovníci Geologického prieskumu Spišská Nová Ves (Petro a Mudráková).

Kvôli štatistickému spracovaniu v súlade s hlavnými zámermi interpretácie sme vyčlenili 4 hlavné

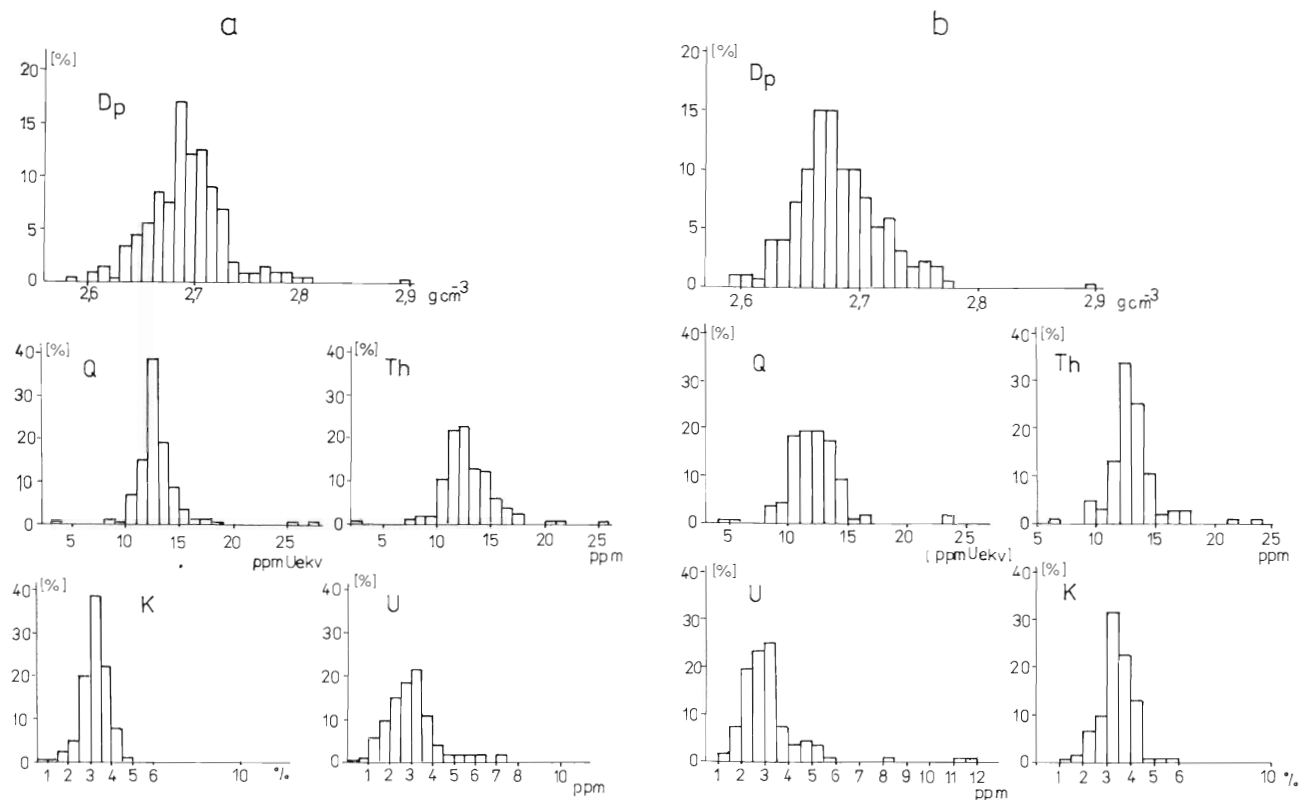
petrografické typy, a to oftalmické a stromatitické migmatity, ruly s pararulami a amfibolity.

Stromatitické migmatity (obr. 1) sa v sledovanom území vyskytujú najhojnejšie. Väčšina horninových vzoriek je postihnutá hydrotermálnymi premenami rôzneho stupňa. Horniny sú prekremenené až silne prekremenené. Prirodzená hustota migmatitov stromatitického typu má charakteristickú strednú hodnotu $\bar{x} = 2,686 \pm 0,035 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. V hustotách hornín opisovaných ako typické a v hustotách hydrotermálne premenených hornín nebadá žiadny podstatný rozdiel.

Celková gama aktivita stromatitických migmatitov je v celej oblasti približne rovnaká, so strednou hodnotou $\bar{x} = 13,5 \pm 2,7 \text{ ppm eU}$. Jej hodnota nezávisí od stupňa hydrotermálnej premeny a zvetrania. Podobná charakteristika platí aj pre obsah Th, U a K. Stredný obsah Th — $\bar{x} = 13,4 \pm 2,3 \text{ ppm}$, U — $\bar{x} = 3,2 \pm 1,8 \text{ ppm}$ a K — $\bar{x} = 3,2 \pm 0,7 \%$.

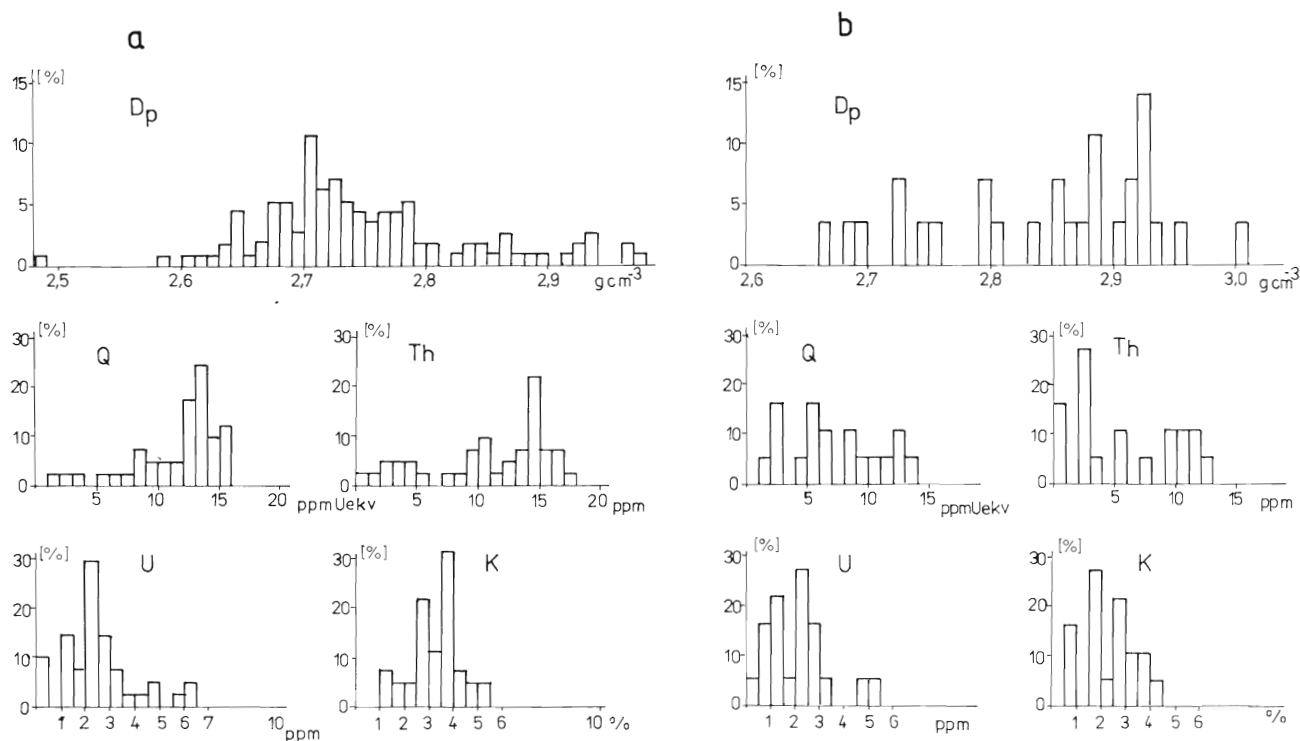
V celom súbore stromatitických migmatitov sa nezistili horniny s výraznejšími magnetickými prejavmi. Hodnoty χ kolíšu v rozpätí $80\text{--}400 \cdot 10^{-6} \text{ J [SI]}$, pričom asi 50 % vzoriek je svojimi hodnotami pod hranicou citlivosti astatického magnetometra.

Oftalmické migmatity (obr. 1) majú podobné hustotné charakteristiky ako stromatitické. Pri 172 vzor-



Obr. 1. Histogramy hodnôt D_p , Q a obsahu Th, U, K. a — migmatity stromatitického typu, b — migmatity oftalmického typu.

Fig. 1. Histograms of D_p and Q -values as well as of Th, U and K-contents. a — stromatitic migmatite, b — ophthalmic migmatite.



Obr. 2. Histogramy hodnôt D_p , Q a obsahu Th, U, K. a — ruly, pararuly, b — amfibolity.

Fig. 2. Histograms of D_p and Q -values as well as of Th, U and K-contents. a — gneiss and pararuly, b — amphibolite.

kách bola zistená stredná hodnota $D_p - \bar{x} = 2,676 \pm 0,035 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Zhodnosť hustotných parametrov vyplýva z príbuznosti minerálneho zloženia oboch petrografických typov. Ani u oftalmických migmatitov nebola zistená závislosť medzi hustotami a stupňom hydrotermálnej premeny.

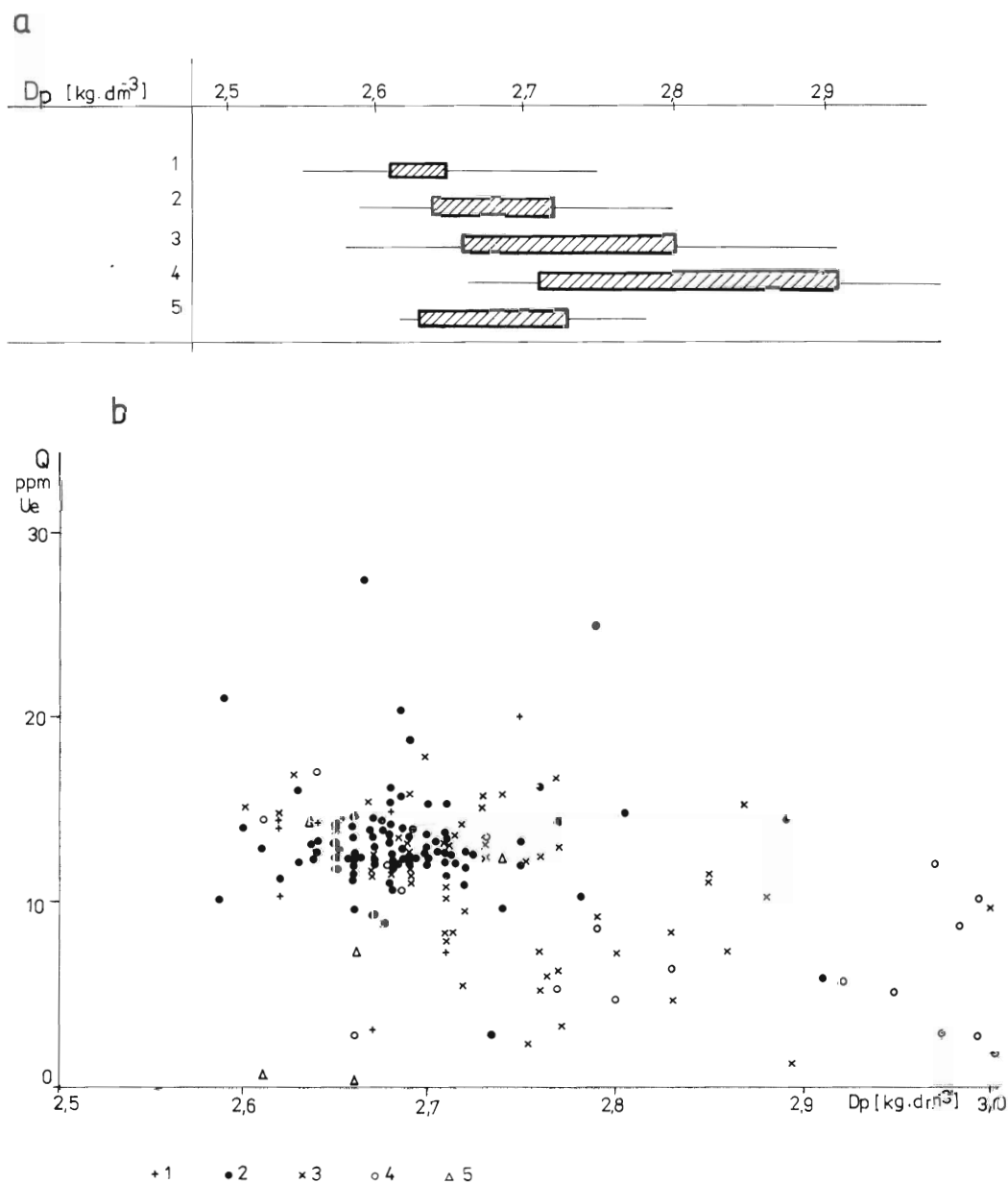
Gama aktivita a obsah Th, U a K sú porovnateľné s hodnotami zistenými v stromatitickom type: $Q - \bar{x} = 13,1 \pm 1,7 \text{ ppm eU}$, $\text{Th} - \bar{x} = 12,3 \pm 2,3 \text{ ppm}$, $U - \bar{x} = 3,0 \pm 1,5 \text{ ppm}$, $K - \bar{x} = 3,4 \pm 0,7 \%$. Podobné sú aj ich magnetické prejavy.

Z porovnania hustôt, rádiometrických a magnetických prejavov vyplýva, že migmatity oboch typov vystupujú ako jednotné petrofyzikálne prostredie. Ruly, pararuly, amfibolické ruly (obr. 2) majú minerálne zloženie podstatne pestrejšie ako migmatity. Táto skutočnosť sa odráža aj v hustotných vlastnostiach a vo variačnom rozpätí hodnôt. Stredná hodnota $D_p - \bar{x} = 2,74 \pm 0,07 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Nezistili sa žiadne priame vzťahy medzi hustotnými parametrami a odhadovaným stupňom hydrotermálnej premeny. Namerala sa rádioaktivita širšieho rozpätia: $Q - \bar{x} = 11,5 \pm 3,6 \text{ ppm eU}$, $\text{Th} - \bar{x} = 10,9 \pm 4,8 \text{ ppm}$, $U - \bar{x} = 2,5 \pm 1,5 \text{ ppm}$, $K - \bar{x} = 3,3 \pm 1 \%$. Vo všetkých štyroch parametroch ide o hodnoty nižšie ako u migmatitov. Na základe vypočítaných hodnôt veľkosti κ a NRMP zaraďujeme horniny do skupiny s najslabším magnetickým prejavom. Veľkosť κ kolíše

od 10^{-4} J [SI] do 10^{-3} J [SI] . Amfibolity (obr. 2) majú spomedzi všetkých hornín najvyššie hustoty ($D_p - \bar{x} = 2,85 \pm 0,07 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$), ktoré sú odrazom prítomnosti ťažších minerálov (amfibol s hustotou 2,9 až $3,6 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ a biotit s hustotou 2,7 až $3,2 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$). Amfibolity charakterizujeme ako horniny s nižšou rádioaktivitou: nižšie sú hodnoty všetkých troch sledovaných prvkov, ako aj celková gama aktivita ($Q - \bar{x} = 6,2 \pm 4 \text{ ppm eU}$, $\text{Th} - \bar{x} = 4,2 \pm 4 \text{ ppm}$, $U - \bar{x} = 1,1 \pm 0,6 \text{ ppm}$ a $K - \bar{x} = 1,9 \pm 1,2 \%$). Magnetické prejavy ich radia medzi horniny slabomagnetické s hodnotami κ od 120 do $1200 \cdot 10^{-6} \text{ J [SI]}$.

Diskusia výsledkov

Migmatity oftalmického a stromatitického typu predstavujú pomerne homogénny celok s charakteristickými petrofyzikálnymi vlastnosťami. Ich hustotné parametre sú stabilné. Kolíšu v pomerne úzkom intervale hodnôt. Pri ich spracovaní v rovne banských diel sa nezistili žiadne trendy zmien. Napríklad histogramy hustôt zo štôlny Š-3 a Š-4 sú zhodné aj napriek tomu, že štôlny sú razené v rozdielnych výškových horizontoch (Vybiral et al., 1987). Žiadne zmeny sa nespozorovali ani pozdĺž jednotlivých štôlní. Rovnako stabilná je aj celková rádioaktivita a obsah rádioaktívnych prvkov. Potvrdzujú to i merania rádioaktivity v banských dielach prenosným rádiometrom a gamaspektrometrom.



Obr. 3. Hustotné charakteristiky hornín v Š-3 a Š-4 (a), vzťah medzi Q a D_p hornín v Š-3 a Š-4 (b). 1 — granity, 2 — migmatity, 3 — ruly, pararuly, 4 — amfibolity, 5 — kremene.

Fig. 3. Density characteristics of rocks in Š-3 and Š-4 adits (a), relation between Q and D_p of rocks in Š-3 and Š-4 adits (b). 1 — granite, 2 — migmatite, 3 — gneiss, paragneiss, 4 — amphibolite, 5 — quartz.

Horniny VSK predstavujú heterogénny horninový celok s veľmi variabilnými hodnotami hustoty, rádioaktivity a magnetizácie. Nevyhranené fyzikálne prejavy sú dôsledkom variabilného chemického zloženia. VSK predstavuje výsledok metamorfózy zmesi terigénneho a bazického vulkanoklastického materiálu (Spišiak, Pitoňák, 1986; Pitoňák, Spišiak, 1988). Dá sa predpokladať, že protolit migmatitov a pararúl nekontaminovaných vulkanoklastickým materiálom je podobný až totožný. Ruly a pararuly tvoria akýsi chemický prechod medzi migmatitmi a amfibolitmi.

Tieto skutočnosti sa premietajú do fyzikálnych vlastností.

Na obr. 3 uvádzame súberne spracované hustotné charakteristiky migmatitov a hornín VSK doplnených o granit a kremene. Migmatity, ruly, pararuly a amfibolity tvoria zreteľnú postupnosť zvyšovania hustôt od ľahších migmatitov po ťažšie amfibolity. Rozdielnosť fyzikálnych vlastností je ešte viac zvýraznená v poli rozloženia hodnôt Q a D_p na obr. 3. Migmatity sa v tomto poli prejavujú ako pomerne homogénny súbor definovaný tak rádioaktivi-

tou, ako aj hustotami. Pole sledovaných parametrov VSK má diametrálne odlišnú charakteristiku:

a) Má široký rozptyl hodnôt D_p a Q .
b) Je sledovateľný trend závislosti medzi hustotami D_p a Q .

c) Má bipolárne rozloženie, pričom jeden pól tvoria amfibolity s hustotou cca $3,0 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ a Q 5 ppm eU, druhý pól tvoria ruly a pararuly, ktoré sa fyzikálnymi parametrami zaraďujú do množiny typických pre migmatity. Tento fakt je plne v súlade so závermi Spišiaka a Pitoňáka (1986), že ide o zmes hornín terigénneho a vulkanogénneho pôvodu. Ľavá strana obrázku predstavuje horniny s prevahou materiálu terigénneho a pravá strana s prevahou materiálu vulkanogénneho pôvodu. Z hľadiska fyzikálnych vlastností terigénny materiál predstavuje trend znižovania hustoty a zvyšovania rádioaktivity a vulkanogénny materiál trend zvyšovania hustoty a znižovania rádioaktivity. Podotýkame, že ide o mnohofaktorovú závislosť, ktorú nemožno vyjadriť analyticky. Navyše ide o porovnanie dvoch štatisticky nerovnovážnych súborov. Hodnoty D_p a Q pre migmatity tvoria súbor 238 dvojíc, naproti tomu pre litologicky nehomogénny VSK máme k dispozícii iba 43 dvojíc.

Záver

Výsledky spracovania fyzikálnych vlastností ukazujú, že dve hlavné zložky kryštalických bridlíc, t. j.

migmatity a horniny VSK, predstavujú dve fyzikálne rozdielne prostredia. Migmatity oftalmického a stromatitického typu tvoria jednotné fyzikálne prostredie s hustotou D_p cca $\bar{x} = 2,68 \pm 0,03 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ a rádioaktivitou $Q - \bar{x} = 13,3 \pm 2,0 \text{ ppm eU}$. Horniny VSK predstavujú fyzikálne nerovnorodé prostredie so širokým variačným rozpätím hodnôt hustoty a rádioaktivity. Uvedený rozptyl je zdrojom nejednoznačnosti riešenia úloh geofyzikálnymi metódami. V gravimetrických a rádiometrických výsledkoch sa prejavujú len tie časti vulkanicko-sedimentárneho komplexu, ktoré sa svojimi fyzikálnymi vlastnosťami odlišujú od migmatitov, teda obsahujú ťažšie zložky vulkanogénneho pôvodu.

Literatúra

- Pitoňák, P., Spišiak, J. 1988: Simple model of paragneiss and amphibole rock protoliths of the Nízke Tatry Mts. Crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 1, 73—85.
Spišiak, J., Pitoňák, P. 1986: Štúdium litológie a metamorfózy vulkanosedimentárneho komplexu nízkotatranského kryštalinika. *Manuskript — GÚ SAV, odd. ner. sur., Banská Bystrica*.
Vybíral, V., Jančí, J. 1984: Nízke Tatry — Jasenie Au, W, Geofyzikálny prieskum. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
Vybíral, V., Jančí, J., Maar, S. 1987: Nízke Tatry — Jasenie W, Au — II. etapa, geofyzikálne práce 1986—1987. *Manuskript — Geofond Bratislava*.

Some results of investigations into physical properties of crystalline rocks on the Jasenie-Kyslá locality (Low Tatra Mts., Central Slovakia)

In the frame of geophysical field measurements on the Jasenie-Kyslá tungsten ore prospect, also petrophysical properties of rocks sampled in Š-3 and Š-4 adits have been measured in laboratory conditions. Results are based on a total of 600 sample population sampled with regular spacings of 10 m in the adits.

The tungsten ore prospect is mainly built of ophthalmitic to stromatitic migmatite in which rocks of the so called volcano-sedimentary complex (paragneiss, gneiss and various amphibolite) occur together with small bodies of granitoids, aplite and pegmatite.

Total rock density, magnetic properties as well as total gamma activity and contents of potassium, uranium and thorium have been measured on the laboratory samples. The measured values for four main petrographic types are in figs. 1 and 2 as histograms.

The ophthalmitic and stromatitic migmatite varieties basically display identical densities (average values are $D_p = 2.686 \pm 0.035 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ and $2.676 \pm 0.035 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ respectively), Q -radioactivity and also the same contents of radioactive elements. All migmatite samples hence create a uniform petrophysical environment in which no trends of changes are detectable in the direction of realized adits.

In contrast with the former, rocks of the volcanosedimentary complex represent heterogenous element in the geological structure with variable petrophysical parameter

values. Physical properties there reflect the variability in the chemical composition of the protolith which was a mixture of terrigenous and basic volcanogenous material.

Densities of single rock types are on fig. 3a. Accordingly, migmatite, gneiss, paragneiss and amphibolite create an evident sequence of subsequently increasing density from the lighter migmatite to more dense amphibolite populations. Differences in physical parameters are even better pronounced if distributed according to the relations between Q and D_p values (fig. 3b.). Rocks of the volcano-sedimentary complex display broad dispersion of Q and D_p values with a quite well expressed trend of mutual dependence and also depending on the composition of protoliths. Decreasing densities and increasing radioactivity are the prevailing trends in terrigenous rocks whereas increasing density and decreasing radioactivity results as the main trend for volcanogenous rocks.

The discovery of changes in physical properties of metamorphic rocks allows their surficial mapping by geophysical methods. From the broad variety of rock types in the volcanogenous complex only the physically contrasting lithotypes are detectable by gravimetry and radiometry. These rocks display physical contrasts differing from the main mass of migmatite. The contrasting rocks are those containing higher amounts of volcanogenous material.

ZO ŽIVOTA SGS

Geofyzikálny seminár

Odborná skupina geofyziky Slovenskej geologickej spoločnosti usporiadala 9. 2. 1989 odborný seminár, na ktorom bolo prednesených 9 samostatných prednášok.

V úvodnej prednáške P. Muška zhodnotil výsledky paleomagnetických štúdií v jednotkách mladšieho paleozoika Západných Karpát. Poukázal na pohyb jednotlivých blokov, ktorých základom sú kryštallické jadrá. Považský Inovec, Tríbeč, Veporské vrchy, Malá Fatra a Nízke Tatry vykazujú rôzny stupeň pootočenia a sú dôkazom alpinskej tektoniky v jednotlivých častiach karpatského oblúka. Tatrikum sa prejavuje diferenciami odchýlok inklinácie, spôsobenými vertikálnymi pohybmi jeho jednotlivých segmentov. Vo veporiku sú intenzívnejšie severovergentné sunutia východných častí veporika voči západnej časti na tatrikum. Tektonická jednotka hronika vykazuje vejárovitý charakter stavby. Súvrstvia severného a južného gemerika vykazujú kladnú rotáciu.

J. Jančí a M. Král poukázali na metodiku merania termofyzikálnych parametrov a ich využitie v geologickej praxi. Tepelná vodivosť je potrebná na výpočet tepelného toku, ktorý určuje geotermickú aktivitu skúmanej oblasti a je podkladom pre výpočet zásob geotermálnej energie. Má veľké uplatnenie v praktickej geotermike pri overovaní perspektívnosti hydrotermálnych štruktúr, pri charakterizovaní teplotného režimu v oblastiach intenzívneho geotermálneho prieskumu, pri projektovaní reinjektážnych vrtov a posúdení teplotných zmien vznikajúcich ťažbou termálnych vôd. Tepelné parametre pôd a zemín sa využívajú v inžinierskej geológii a v stavebníctve pri projektovaní podzemných stavieb, ako aj v poľnohospodárstve pri budovaní pôdnych vykurovacích systémov.

Na možnosti použitia geofyzikálnych metód pri stanovení vstupných údajov do matematických modelov vodného režimu pôd poukázali P. Michalík a A. Šoltész. Na matematickom bilančnom modeli vodného režimu pôd MOVOREP, vypracovanom v Ústave hydrológie a hydrauliky CGÚ SAV, posúdili problematiku vplyvu SVD Gabčíkovo—Nagyamaros na vodný režim pôd v oblasti inundovaného územia Dunaja. Podľa prognózy má v tejto oblasti hladina podzemnej vody klesnúť o 3—4 m, čím dôjde k odtrhnutiu jej kapilárneho pásma od koreňovej zóny lužných lesov. Pretože dopĺňanie pôdneho profilu umelým zvyšovaním HPV je nereálne, jediným možným riešením odstránenia deficitu pôdnej vlhkosti v koreňovej zóne je zaplavovanie územia regulovanými záplavami. Do modelu MOVOREP okrem iných vstupujú aj hydrofyzikálne parametre — pórovitosť, merná hmotnosť, hydraulická vodivosť (koef. filtrácie), aktívna pórovitosť, retenčná schopnosť pôdy a ďalšie. Pre veľkú priestorovú variabilitu sú práve geofyzikálne metódy najefektívnejšie na meranie týchto údajov, pričom ich možno využiť i na meranie stavových veličín, napr. hĺbka hladiny podzemnej vody, aktuálna vlhkosť pôdy, ktoré sú základnými ukazovateľmi procesov prebiehajúcich v pôde.

V. Szalaiová a F. Jihlavec predniesli výsledky podrobného gravimetrického a seizmického prieskumu pozdĺž trasy Bratislava—rýchlodráha. Z interpretácie nameraných údajov bola zostavená štruktúrne-tektonická charakteristika, ktorá prispieva k doplneniu geologických poznatkov a súčasne upozorňuje na nové štruktúrne prvky, napr. bola detekovaná kladná tiažová anomália v koryte Dunaja a mierny pokles tiaže smerom do Petržalky (pozvoľný pokles podložia). Reflexne seizmický prieskum sledoval najmä morfológiu kryštalinického podkladu, reflexné piesčité a ílovité vrstvy v nadloží spolu s tektonickými líniami. Doplnujúce geomagnetické merania detekovali na petržalskom brehu výraznú magnetickú anomáliu, čo poukazuje na prítomnosť „cudzieho telesa“, relikt z vojny a pod.

V nasledujúcom príspevku D. Obernauer poukázal na možnosti uplatnenia penetračnej sondy v komplexe inžiniersko-geofyzikálnych prieskumných prác. Vzájomné spojenie predností penetrometrie a karotáže predstavuje nielen kvantitatívnu, ale aj kvalitatívnu zmenu. Významné je, že mechanické vlastnosti prostredia a súčasne aj jeho ďalšie fyzikálne charakteristiky sa zistia v pôvodnom, neporušenom prostredí. Takto získané údaje doplnené o komplex plošných mikrogeofyzikálnych meraní (VES, grav. magn.) zvyšujú kvalitu poznatkov o skúmanom prostredí a ekonomickú efektívnosť celého komplexu geologickoprieskumných prác. Na praktických ukážkach autor dokumentoval možnosť uplatnenia penetračnej sondy: vyhľadávanie podpovrchových vôd, plánovanie vodných diel, ochrana vodojemovej pitnej vody, zisťovanie stupňa a rozsahu znečistenia vodných zdrojov, vyhľadávanie vhodných miest na zakladanie produktov s možným znečistením prostredia, plánovanie líniových stavieb, zakladanie stavieb, plánovanie a permanentné sledovanie protipovodňových hrádzí, vyhľadávanie stavebných minerálov (íl, piesok, štrk), polôh rašeliny a lignitu, plytko uložených ťažoviek bauxitu, štúdium zosunov, vyhľadávanie dutín atď.

T. Gregor sa zaoberal vplyvom gravitačnej tektoniky na formovanie geologickej štruktúry Karpát. Naše aj zahraničné výsledky geofyzikálneho štúdia litosféry poukazujú na existenciu diapírového vyklenutia plášťa do spodnej časti zemskej kôry v oblasti panónskeho bazénu, ktoré zasiahlo i do oblastí Karpát. Toto vyklenutie spôsobilo zmenu v silovom poli vyššie ležiacich vrstiev a narušilo dynamickú rovnováhu danej oblasti. Pri spätnom nadobúdaní rovnovážneho stavu muselo dôjsť k takým javom, ako je gravitačné sklzávanie, ktoré sa prejavuje vytváraním vrásových štruktúr, príkrovov a zlomov veľkého rozsahu, a pravdepodobne i k vytvoreniu kruhovej štruktúry Karpát tzv. „tektonocentra“. Vytváranie a štúdium takýchto modelov, ktorými sa tektonofyzika zaoberá, môže mať značný teoretický aj praktický význam. Pri modeloch však treba dôsledne rešpektovať platné stratigrafické a chronologické poznatky o stavbe karpatského oblúka.

Pokračovanie na s. 281

Slabo metamorfované sedimenty z Ďumbierskeho kryštalinika (oblasť Jasenie) na základe výskytu palinomorf

EVA PLANDEROVÁ

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

(Doručené 8. 9. 1988)

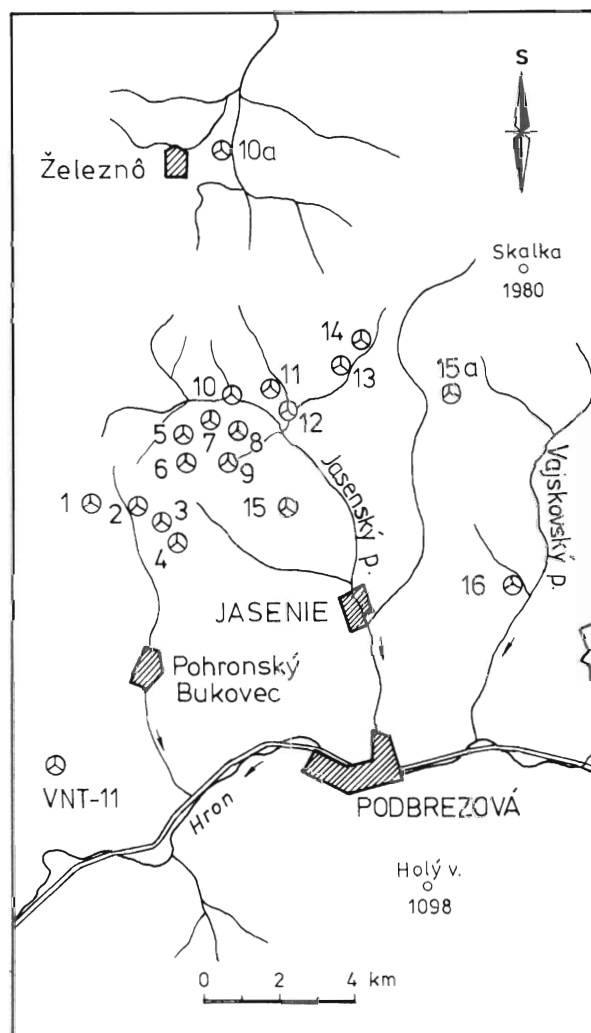
Weakly metamorphosed sediments in the Ďumbier crystalline (Jasenie area, Low Tatra Mts.) according to their palynomorphs

Assemblages of palynomorphs in metamorphosed sediments of the Ďumbier crystalline confirmed their Early Paleozoic (Silurian to Devonian) as well as Late Paleozoic (Upper Carboniferous to Lower Permian) ages. According to the preservation degree of palynomorph exines, seven stages of carbonization are distinguished (ranging from 150 °C temperature).

V práci sú zhrnuté výsledky štúdia slabometamorfovaných sedimentov z oblasti Jasenia z hľadiska pôsobenia metamorfných činiteľov na palinomorfy. Vychádzajúc zo zachovania palinomorf, ich množstva a vekových korelácií, predpokladáme, že boli uložené v sedimentačnom prostredí. Neskoršie uplatnenie sa metamorfózy na sedimenty spôsobilo deštrukciu exiny palinomorf a ich čiastočnú alebo úplnú karbonifikáciu. Na základe štúdia niekoľkých stoviek vzoriek zo zóny metasedimentov (metamorfovaných do fácie zelených bridlíc) sme zistili, že veľká časť metasedimentov obsahovala organický kerogén a palinomorfy.

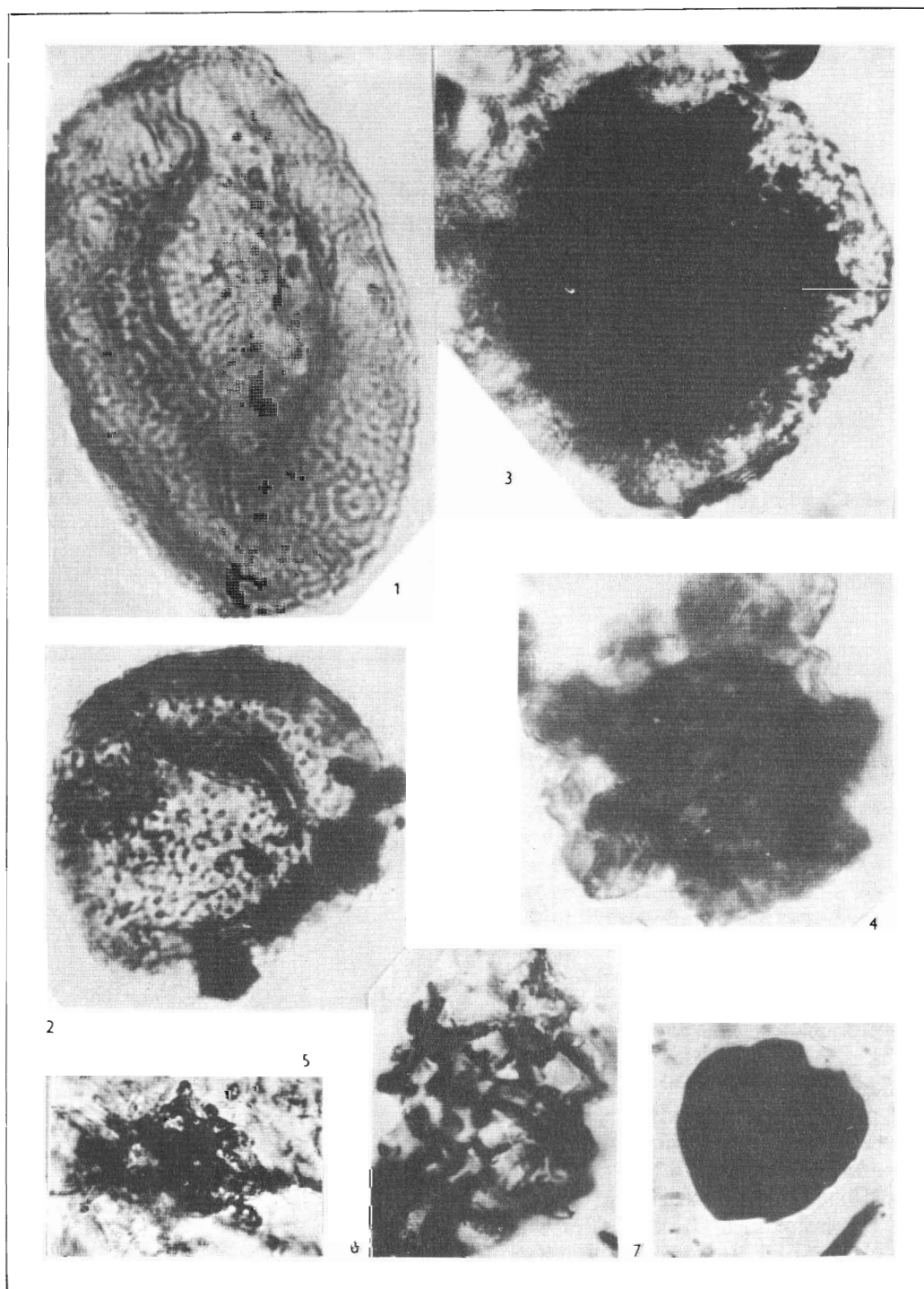
Palinologicky boli skúmané lokality Šifrová dolina (Ši-1), Gelfúsová dolina (Ge-1) a povrchové odkryvy z lokalít Husárka, Melicherka, Horná Erenšteinka, Biela voda (oblasť Jasenia; obr. 1).

Pri skúmaní palinomorf z uvedených lokalít sme zistili rôzny stupeň karbonifikácie, na základe ktorého sme mohli posúdiť vplyv metamorfózy na organický obsah metasedimentov. V oblasti Nízkych Tatier sme vymedzili sedemstupňovú škálu postihu exiny palinomorf metamorfózou (Planderová, v tlači).



Obr. 1. Situačná mapa odberu vzoriek. 1—4 — Bukovecká dolina, profily P-67, P-68, P-66, P-69; 5—6 — Horná Erenšteinka; 7—8 — Biela voda, BV-1, BV-5; 9 — HM-9, HM-7, MBe-13, Mel-1, Mel-2; 10 — B-2; 10a — Železnô (Klinisko); 11—12 — Š-3, MB-100; 13 — Ši-1; 14 — Ge-1; 15 — Ge-7; 15a — Studená dolina.

Fig. 1. Sample location map. 1—4 — Bukovec valley, profiles P-67, P-68, P-66, P-69; 5—6 — Horná Erenšteinka locality, 7—8 — Biela voda valley, samples BV-1 and BV-5; 9 — samples HM-9, HM-7, MBe-13, Mel-1, Mel-2; 10 — sample B-2; 10a — Železnô locality (Klinisko); 11—12 — samples Š-3 and MB-100; 13 — Ši-1; 14 — Ge-1; 15 — Ge-7; 15a — Studená dolina valley.



Obr. 2. Postupná degradácia exiny palinomorf vplyvom metamorfózy. Stupeň skály postihujúcej exiny palinomorf metamorfózou: 1 — stupeň A, 2 — stupeň B, 3 — stupeň C, 4 — stupeň D, 5 — stupeň E, 6 — stupeň F, 7 — stupeň X.

Fig. 2. Gradual degradation of exines of palynomorphs under metamorphic conditions. Alteration stages; 1 — stage A, 2 — stage B, 3 — stage C, 4 — stage D, 5 — stage E, 6 — stage F, 7 — stage X.

V krátkosti uvedieme charakteristiku každého stupňa:

Stupeň A (šedé pelitické bridlice) — teplota postihu do 180 °C, anchimetamorfóza až začiatok premeny v podmienkach fácie zelených bridlíc, dobrá

zachovanosť palinomorf, svetlohnedá farba (obr. 2.1).

Stupeň B (šedé až tmavošedé fylitické, málo sericitické bridlice) — fácia zelených bridlíc, teplota premeny 200–250 °C, zachovanosť dobrá, exina hnedá s ojedinělými karbonítkacími flakrmi (obr. 2.2).

Stupeň C (šedé fylitické bridlice, jemne piesčité, sericitické až chloritické, s ojedinelým biotitom) — teplota premeny 250—300 °C, zachovanosť palinomorfov horšia, tvar zachovaný, farba tmavohnedá s karbonifikačnými ťlakmi (obr. 2.3)

Stupeň D (šedé sericitické až chloritické fylity s biotitom) — teplota premeny 400 °C, tvar porušený, farba šedá až čierna, rodová identifikácia palinomorfov možná (obr. 2.4).

Stupeň E (tmavé sericiticko-chloritické fylity s biotitom a muskovitom) — teplota postihu 420—450 °C, tvar v štádiu rozpadu na amorfný kerogén, rodová identifikácia možná (obr. 2.5).

Stupeň F (chloriticko-muskovitické fylity s biotitom) — teplota postihu nad 450 °C, rozpad palinomorfov na amorfný kerogén, palinomorfy neurčiteľné (obr. 2.6).

Stupeň X (grafitoidné, antracitové bridlice čiernej farby, zemplínska oblasť) — teplota premeny okolo 200 °C, veľmi karbonifikované palinomorfy s porušeným tvarom a štruktúrou, nedá sa určiť ani rod, ani druh palinomorfov (obr. 2.7).

Metamorfity z Jasenia patria podľa postihu palinomorfov do stupňa C—F. Názory na pôvod a petrografický charakter daných metasedimentov sa rôznia. Podľa niektorých autorov v celej skúmanej oblasti ide o mylonity, resp. fylonity. Preto vznikla aj otázka, či sa palinomorfy nedostali do hornín sekundárne — preplavením z nadložia po puklinách, čím by vekové určenie metasedimentov, v ktorých sa našli, bolo neplatné a určovalo by len vek nadložných metasedimentov, ktoré sa nezachovali.

Najnovšie palinologické výskumy, výskum premeny organickej hmoty, petrologický, ako aj geofyzikálny výskum potvrdili a doložili, že nejde o mylonity alebo fylonity, ale o metasedimenty premenené do fácie zelených bridlíc.

Sedimentárny charakter hornín v zónach Biela voda, Husárka, Melicherka, Horná Erenšteinka (okolie Jasenia), Šifrová, Gelfúsová potvrdzujú tieto výsledky výskumu:

1. Prítomnosť bohatých asociácií palinomorfov a kerogénu v metasedimentoch, ktoré keby sa boli dostali sekundárne do hornín, museli by nutne byť len ojedinelé v ojedinelých vzorkách. V celom širokom regióne by neobsahovali palinomorfy druhové a rodové navzájom korelovateľné.

2. Kvôli porovnaniu sme palinologicky spracovali aj mylonity z tohto územia. Zistili sme, že neobsahujú ani palinomorfy, ani organický kerogén.

3. Z mnohých vzoriek pozitívnych na palinomorfy sa vyhotovili výbrusy po sedimentačnej vrstve, kde sa našli tie isté palinomorfy ako po chemickej macerácii vzoriek.

4. Asociácie palinomorfov (staropaleozoického veku) sa vyskytli v širokom areáli Nízkych Tatier, v Ľumbierskom kryštaliniku, v hrnskom komplexe, vo formácii Jánovho grúňa, v kráľovohorských komplexe, prednohorských komplexe a boli doložené zo spracovania a vyhodnotenia okolo 1 000 vzoriek.

5. Okrem palinologického výskumu sa slabometamorfované horniny študovali s ohľadom na stupeň metamorfózy na základe premeny organickej hmoty (Molák, Francú). Výsledky boli už čiastočne publikované (Molák et al., 1987), alebo sú v tlači (Planderová, v tlači; Molák, Vozárová, 1988). Všetky metódy použité na zistenie stupňa premeny organickej hmoty dokazujú, že skúmané horniny sú sedimenty premenené v podmienkach fácie zelených bridlíc.

6. Podľa geofyzikálneho výskumu (Vybíral) sa v zóne slabometamorfovaných sedimentov nahromadil uhlík, ktorý je základnou súčasťou organickej hmoty. Z palinologicky spracovaných lokalít sa robil podrobný petrologický výskum (Vozárová), ktorý potvrdil sedimentárne textúry hornín.

Príčiny, ktoré umožnili zachovanie palinomorfov v metasedimentoch aj pri vyšších teplotách, sú rozvedené v práci Planderovej (v tlači). Všetky uvedené skutočnosti dokazujú sedimentárny charakter hornín, ktoré sú vďaka dobrým fosilizačným vlastnostiam exiny palinomorfov vekovo identifikovateľné.

V oblasti Jasenia sme zistili:

1. Staropaleozoický vek metasedimentov (vrchný silúr — devón) na lokalitách Horná Erenšteinka, Biela voda, Melicherka, Husárka, Gelfúsová dolina.

2. Mladopaleozoický vek metasedimentov (stefan — spodný perm) z vrtní Ši-1, Ge-1. Palinomorfy sú korelovateľné s asociáciami z Ľubietovského mladšieho paleozoika.

Vo výskume metasedimentov Nízkych Tatier pokračujeme spracovaním vzoriek z ďalších lokalít a ich komplexným vyhodnotením pri použití najmodernejších palinologických a petrologických metód.

Literatúra

- Molák, B., Miko, O., Planderová, E., Francú, J. 1986: Staropaleozoické metasedimenty na južných svahoch Nízkych Tatier. *Geol. Práce, Správy*, 84, 30—64.
- Molák, B., Planderová, E., Vozárová, A. 1987: New aspects of Petrogenesis, Metamorphism, and Biostratigraphy of Metasediments of the Nízke Tatry Crystalline. *Diskusný príspevok na medzinárodnú konferenciu „Štruktúrny vývoj karpatsko-balkánskeho orogénneho pásma“*, Bratislava 14. 10. 1987.
- Planderová, E. 1983: Biostratigrafia slabometamorfovaných sedimentov v oblasti Jasenia. Scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v Nízkych Tatrách. *Konf. Symp. Sem. (Bratislava)*, 55—56.
- Planderová E. (v tlači): Biostratigrafický výskum metasedimentov z južných svahov Nízkych Tatier. *Západ. Karpaty*.

Weakly metamorphosed sediments in the Ďumbier crystalline (Jasenie area, Low Tatra Mts.) according to their palynomorphs

Results of extensive palynological investigations into the crystalline rocks of the Jasenie area (Ďumbier crystalline, Low Tatra Mts.) are summarized in the paper. The aim was to gain new age data from rocks devoid of other organic remnants which would contribute to datation purposes. Beside the datation of single samples, the research stated various degree of palynomorph metamorphism. Results allow to distinguish altogether seven stages of exine destruction. In spite of their metamorphism, palynomorphs are preserved till to the deepest green schist facies conditions.

According to the character of investigated rocks, the following stages of exine destruction (carbonization) are distinguished:

a) The less altered palynomorphs occur in grey pelitic shale (alteration temperature lower than 180 °C) representing the stage A.

b) Brown exines of palynomorphs with single carbonization patches in grey slate containing small amount of sericite (alteration temperature up to 250 °C) represent the stage B.

c) Dark brown exines with carbonization patches and preserved shape of palynomorphs present in grey arenaceous phyllite with low chlorite and sericite content as well

as rare biotite (alteration temperature ranging up to 300 °C) refer to stage C.

d) Disturbed palynomorphs of grey to black colour within grey sericite-chlorite phyllite with biotite (alteration temperature up to 400 °C) indicate the stage D.

e) Badly preserved palynomorphs in stage of disintegration to amorphous kerogene and occurring in dark sericite-chlorite phyllite with frequent biotite (alteration temperature between 420—450 °C) represent the stage E.

f) Palynomorphs mostly disintegrated into amorphous kerogene in biotite-bearing chlorite-muscovite phyllite (representing product of alteration temperature higher than 450 °C) are the products of stage F.

g) The totally carbonized palynomorphs under temperatures not exceeding 200 °C in graphitoid shale and anthracite coal within Carboniferous beds of the Zemplín region are referred to stage X.

Beside the palynological research, the same samples have been investigated also for the alteration grade of organic matter (Molák) together with their petrology (Vozárová). All data proved the relatively low grade of alteration of originally sedimentary rocks in contrast with some views on their generation by mylonitization or phyllonitization of originally higher-grade metamorphic rocks.

Predmetamorfny charakter hornin kohútskej zóny veporika

VLADIMÍR BEZÁK

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

(Doručené 25. 10. 1988)

Pre-metamorphic character of rocks in the Kohút zone, Veporic unit (Central Slovakia)

Chemical composition of metamorphic rocks in the SW part of the Veporic unit is used to investigate their pre-metamorphic nature. Significant differences in the lithology of some rock sequences in several complexes have been detected on the base of their whole rock chemistry and subsequent tests applying a set of graphic plots. Mica schist of the Ostrá complex originated at the expense of pelitic rocks devoid of volcanic constituent. The gneiss from the Klenovec complex points to sedimentary (greywacke) as well as mixed trends (volcanic admixture). Similar trends appear in gneiss inclusions of the Kráľova hoľa complex. Rocks in the Sinec complex display some peculiarities mostly originating from strongly argillaceous source rocks but some samples signalize basic volcanite admixture beside an arcotic composition. The Lovinobaňa complex contains mostly greywacke but also pelites and volcanoclastics.

V poslednom období sa problematika kryštalínika v južnom veporiku, presnejšie v juhozápadnej časti kohútskej zóny v zmysle Zoubka (1957), riešila jednak širším geologickým a štruktúrno-tektonickým štúdiom (Klinec, 1966; Siegl, 1982; Bezák, 1982; Plašienka, 1984; Mahel, 1986 a i.) a jednak špecializovaným výskumom zameraným na otázky metamorfózy (napr. Vrána, 1964; Kamenický, 1977; Hurai, 1983) alebo na petrograficko-mineralogické otázky (napr. Hovorka, 1971; Hvoždára, 1979; Vančová, Turan, 1981). Menej sa sledovala litológia východiskových hornín metamorfítov, na čo je zameraná táto práca.

Analýza pôvodného charakteru hornín pred metamorfózou je veľmi dôležitá z hľadiska ich zatriedenia do spoločných skupín a z hľadiska paleofaciálnych a paleogeografických rekonštrukcií, ktoré smerujú priamo k paleotektonickej a geodynamickej interpretácii ich vývoja a k hodnoteniu ich metalogenetickéj perspektívnosti. Metodika stanovenia predmetamorfného charakteru hornín sa rozvíja už dlhšiu dobu. Pri veľmi nízko metamorfovaných horninách je situácia uľahčená, pretože sú ešte zachované relikty primárnych sedimentárnych alebo vulkanických štruktúr. Pri vyššie metamorfovaných horninách, kde sú vyvinuté nové — blastické — štruktúry a nové — metamorfne — minerálne asociácie, sa tento problém rieši najmä porovnávaním chemického zloženia metamorfovaných hornín so zložením jednotlivých typov sedimentov alebo vulkanitov. Predpokladom je zhruba izochemická metamorfóza bez uplatnenia migrácie a metasomatózy vo väčšom rozsahu.

Pri rekonštrukcii predmetamorfného charakteru

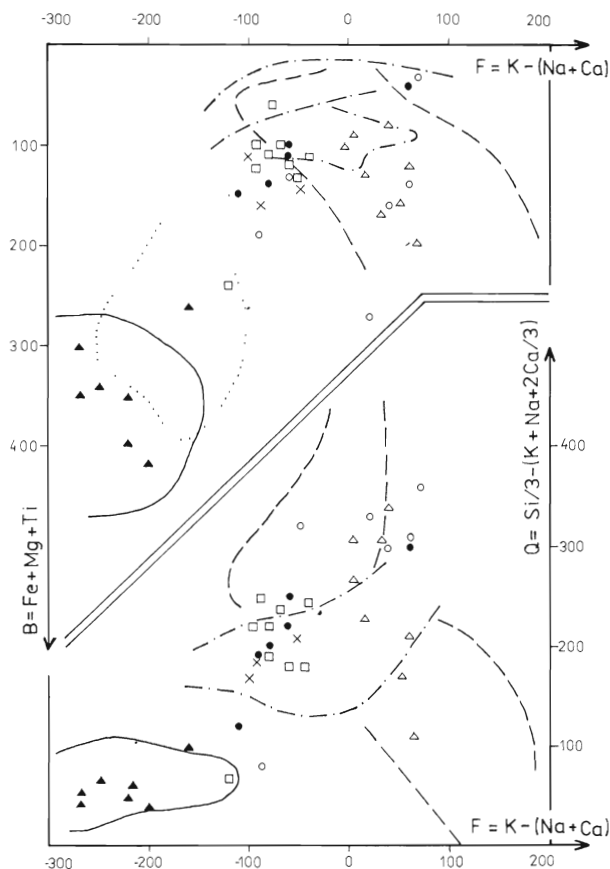
hornín študovaného územia sme vychádzali zo základných horninových skupín (komplexov) vydelených na vydelených na základe ich geologického vystupovania a štruktúrneho, petrografického a metamorfného charakteru. Podľa súčasných znalostí a stavu posledného mapovania ide o tieto komplexy (Bezák, 1988):

1. Granitizovaný kráľovoholský komplex: Tvoria ho rôzne typy hybridných granitoidov, migmatitov a granitoidov s enklávami biotitických a amfibolických rúl. Predstavuje najspodnejšiu štruktúrnu a vekovú etáž geologickej stavby územia. Jeho štruktúrny plán je odlišný od ostatných, je najvyššie metamorfovaný a silne granitizovaný.

2. Komplex Ostrej: Základným horninovým typom sú granatické svory s polohami amfibolitov a grafitických metakvarcitov. Na základe palinomorf (Klinec, Planderová, 1979; Bezák, Planderová, 1981) ho považujeme za spodnopaleozoický; metamorfóza nepresiahla almandínovú zónu fácie zelených bridlíc (Šengelia, Miko, Bezák, 1978; Bezák, v tlači).

3. Klenovecký komplex: Petrograficky je dosť monotónny — tvoria ho hlavne albitizované biotitické ruly, často s granátom, variabilnosť rúl je len v rozličnom obsahu kremeňa a skladbu len lokálne spestrujú svetlé ruly a grafitické bridlice. Podľa palinomorf vek je tiež spodnopaleozoický (Bezák, Planderová, 1979) a metamorfóza siaha do almandínovej zóny (Bezák, v tlači).

4. Sinecký komplex: V miestach svojho najväčšieho rozšírenia, t. j. v masíve Sinca, je zložený z dvoch častí — v spodnej prevládajú muskoviticko-chloritické bridlice s bazickými metavulkanitmi a telesami



Obr. 1. Diagram de La Rochea (1962—1963) prevzatý z práce Moine, Plouquin (1972). Plná čiara — pole bazických láv a tufov, bodkovane — pole vulkanicko-sedimentárnych hornín, bodkočiarkovane — pole kyslých láv a tufov, čiarkovane — pole sedimentov, plný trojuholník — metabázika (B), prázdny štvorec — klenovecký komplex (K), plný krúžok — lovinobanský komplex (L), prázdny krúžok — sinecký komplex (S), prázdny trojuholník — komplex Ostrej (O), šikmý krížik — migmatity kráľovoľského komplexu.

Fig. 1. De la Roche's plot (1962—1963) taken from Moine — Plouquin (1972). Full line indicates the field of basic lava and tuff, dotted line the field of volcano-sedimentary rocks, dots and bars enclose acidic lava and tuff, whereas the hatched line indicates the field of sediments. Full triangle — mainly basic rocks, void square — rock of the Klenovec complex (K), full circle — rock of the Lovinobaňa complex (L), void circle — Sinec complex (S), void triangle — Ostrá complex (O), inclined cross — migmatite of the Kráľovoľský complex.

metakarbonátov, vo vrchnej kremenité metakonglomeráty, menej metaarkózy.

5. Lovinobanský komplex: V podstate sa tiež skladá z dvoch častí — jedna je zložená hlavne z metapsamitov a metavulkanitov (prevažne bazických), druhá z muskoviticko-kremenitých bridlíc s polohami grafických bridlíc. Sinecký a lovinobanský komplex považujeme na základe litologických, metamorfných (synkinematická metamorfóza nepresiahla chloritovú zónu — Bezák, v tlači) a štruktúrnych odlišností od spodnopaleozoických komplexov

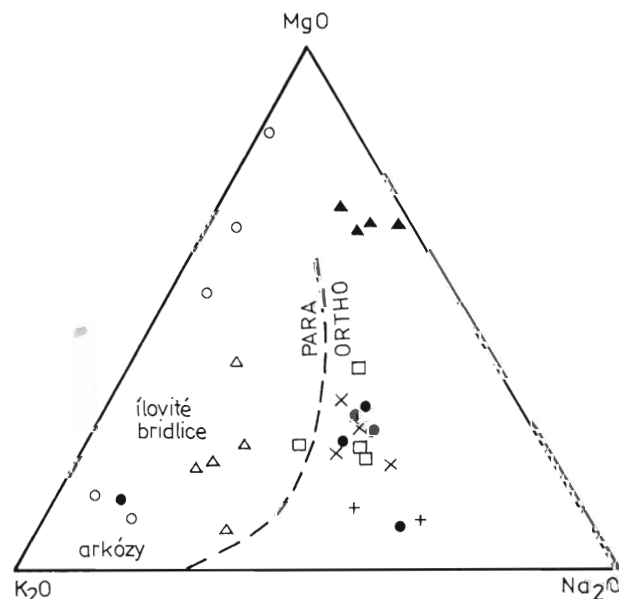
a na základe posledných nálezov palinomorf za vrchnopaleozoický.

6. Rimavický komplex: Predstavujú ho svetlé granitoidy vystupujúce hlavne v juhovýchodnej a južnej časti územia, ale aj vo forme izolovaných malých masívkov vo všetkých spomínaných komplexoch.

Chemizmus základných typov hornín (analýzy sú uvedené v archívnej správe Bezák, 1988) sa ďalej testoval v niekoľkých diskriminačných diagramoch a aj touto metódou sa potvrdili významné rozdiely v litológii a oprávnenosť vyčlenenia týchto komplexov.

Jednotlivé skupiny hornín sa veľmi dobre odlišili v multikatiómovom diagrame de La Rochea (obr. 1). Metabazity všetkých komplexov (ďalej budú označované len ako skupina B) okrem metabázik lovinobanského komplexu, ktoré zrejme predstavujú bazické vulkanické epiklastiká, spadajú do poľa bazických vulkanitov. Horniny komplexu Ostrej (ďalej ako skupina O) a sineckého komplexu (ďalej skupina S) patria v tomto diagrame k metasedimentom, len ojedinele k tufitom s bazickým vulkanickým materiálom. Horniny klenoveckého komplexu (ďalej skupina K) a lovinobanského komplexu (skupina L) patria jednak metasedimentom, jednak prechodným horninám s prímiesou kyslého i bazického vulkanického materiálu. S nimi sú sústredené aj priemerné body migmatitov a rulových enkláv kráľovoľského komplexu.

Diagram podľa Flucka (1971) rozdeľuje orto- a para- horniny (obr. 2). Pozícia skupín O, S je



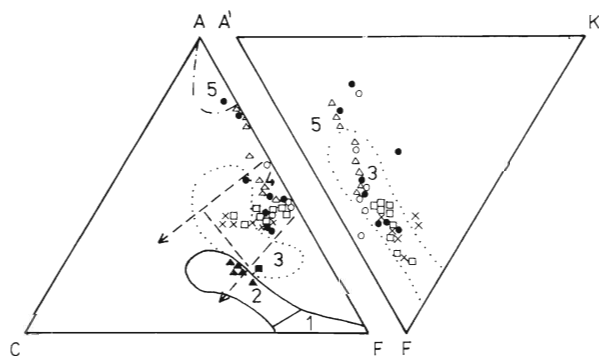
Obr. 2. Diagram podľa Flucka (1971) prevzatý z práce Součka et al. (1987). Rovný krížik — granitoidy, ostatné vysvetlivky ako pri obr. 1.

Fig. 2. Fluck's (1971) diagrammatic plot taken from Souček et al. (1987). Straight cross indicates granitoids, other symbols as in fig. 1.

jednoznačná, rozdiel je v širokom rozptyle hornín skupiny S (arkózy — ílovité bridlice — bazické tufity). Takisto jednoznačná je pozícia bázik a granitoidov. Skupiny K a L spolu s migmatitmi zaberajú samostatné pole na hranici orto- a para- hornín.

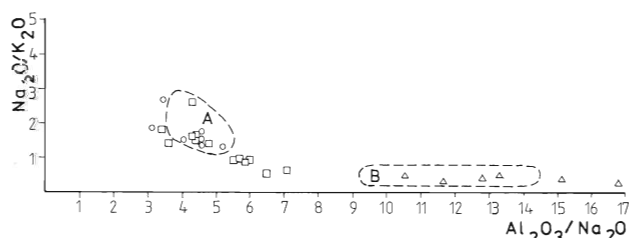
Chemické zloženie jednotlivých skupín hornín ukazujú aj diagramy ACF, A'KF (obr. 3). Na to, aby sa určil protolit (Winkler, 1979) však nediferencujú horniny dostatočne. Skupina O a skupina S tu patria ílovitým horninám (hlavne morským ílovcom), ale pri skupine S sú aj náznaky prechodu ku kontinentálnym kaolinickým ílovcom. Skupina K, podobne ako skupina L, patrí hlavne drobám, ale aj ílovitým a slienitým sedimentom. Pozícia bázik (okrem bázik lovinobanského komplexu, a to z rovnakých dôvodov ako pri diagrame na obr. 1 — prímies sedimentárneho materiálu) je jasná.

Diagram, ktorý použil Hovorka (1975) na odlíšenie metadrôb a metapelitov (obr. 4), pomohol oddeliť len skupiny K a L od skupiny O. Horniny skupiny S (pre ich špecifické zloženie) v ňom prakticky nebolo možné vyjadriť.



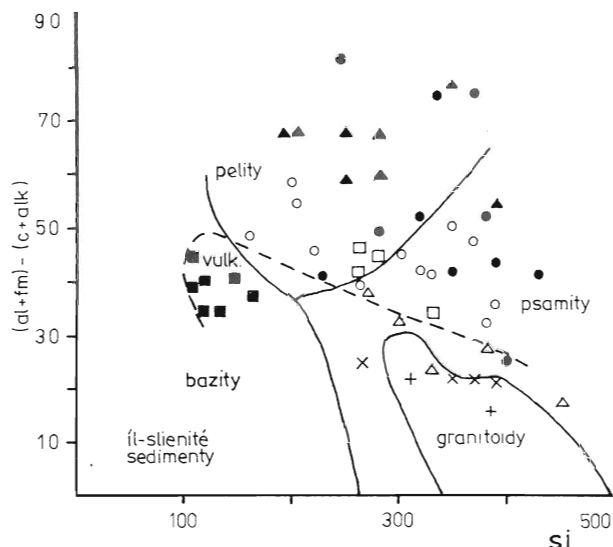
Obr. 3. Diagram podľa Winklera (1979). 1 — pole ultrabázik, 2 — bazalty a andezity, 3 — droby, 4 — ílovité bridlice bez karbonátov alebo s jeho obsahom do 35 %, 5 — íly a ílovité bridlice. Ostatné vysvetlivky ako pri obr. 1.

Fig. 3. Winkler's (1979) plot. 1 — ultrabasic field, 2 — basalt to andesite, 3 — greywacke, 4 — argillaceous shale without carbonate and up to 35 % carbonate content, 5 — clay and argillaceous shale. Other symbols as in fig. 1.



Obr. 4. Diagram podľa Hovorky (1975): A — pole drôb, B — ílovité bridlice. Trojuholník — komplex Ostrej, štvorec — klenovecký komplex, kružok — lovinobanský komplex.

Fig. 4. Hovorka's (1975) plot. A — greywacke, B — argillaceous shale. Triangle — Ostrá complex, square — Klenovec complex, circle — Lovinobaňa complex.



Obr. 5. Diagram Simona (1953). Rovný krížik — granitoidy, sýkný krížik — hybridné granitoidy, prázdny trojuholník — leukokratické granitoidy, prázdny štvorec — migmatity a enklávy rúl, plný trojuholník — komplex Ostrej, prázdny kružok — klenovecký komplex, plný kružok — sinecký a lovinobanský komplex, plný štvorec — metabazity.

Fig. 5. Simonen's (1953) plot. Straight cross — granitoids, inclined cross — hybrid granitoids, void triangle — leucocratic granitoids, void square — migmatite and gneiss inclusion, full triangle — Ostrá complex, void circle — Klenovec complex, full circle — Sinec and Lovinobaňa complex, full square — metabasite.

Horniny úspešne diferencuje diagram Simona (obr. 5). Priemerné body skupiny O spadajú jasne do poľa pelitov, takisto body skupiny S (aj tu sa však prejavuje ich špecifické zloženie), body skupiny B spadajú jasne do poľa vulkanitov. Horniny zo skupiny K patria väčšinou psamitom, menej pelitom, ojedinele s bázickou vulkanickou prímiesou, skupina L patrí psamitom, pričom niektoré body sa nachádzajú blízko poľa intermediárnych vulkanitov.

Záverom možno charakteristiku jednotlivých skupín zhrnúť takto: Svorové horniny komplexu Ostrej sú jednoznačne metasedimenty bez vulkanickej prímiesi, ide zrejme o pelity morského pôvodu. Rulové horniny klenoveckého komplexu majú sedimentárny i zmiešaný charakter, daný pravdepodobne prímiesou vulkanického materiálu. V tom sa ruly podobajú migmatitom. Horniny sineckého komplexu sú špecifické. Ide väčšinou o ílovité horniny, ale niektoré diagramy signalizujú vulkanickú, najmä bázickú prímies a vydeľujú niektoré typy ako arkózy, čo dokladá aj ich minerálne zloženie. Horniny lovinobanského komplexu majú tiež zložitú genézu. Väčšinou ide o psamity (droby), menej o pelity, v niektorých diagramoch však zaujímajú prechodnú pozíciu k magmatickým horninám. Pravdepodobne je to dané jednak zdrojovým materiálom z granitoidov a jednak vulkanickou prímiesou.

Literatúra

- Bezák, V. 1982: Komplexy metamorfítov a granitoidov v kohútskom pásme veporid (Západné Karpaty). *Geol. Práce, Spr.*, 78, 65—70.
- Bezák, V. 1988: Tektonický vývoj juhozápadnej časti veporika. *Miner. slov.*, 20, 131—142.
- Bezák, V. 1988: Tektonický a metamorfny vývoj juhozápadnej časti veporika (Veporské vrchy). *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*, 38 s.
- Bezák, V. (v tlači): Výsledky geotermometrie v kryštaliniku kohútскеj zóny veporika. *Spr. geol. Výsk.*
- Bezák, V., Planderová, E. 1981: Nové poznatky o veku metamorfítov v kohútskom pásme veporid. *Geol. Práce, Spr.*, 75, 183—184.
- Hovorka, D. 1971: Genéza niektorých typov amfibolických hornín veporid a Braniska. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 21, 67—127.
- Hovorka, D. 1975: The litology and chemical composition of the metasediments of the Jarabá group (West Carpathians). *Krystalinikum*, 11, 87—99.
- Hurai, V. 1983: Genetická interpretácia plynokvapalných uzavrenín v kremeň zo žil alpského typu veporického kryštalinika. *Miner. slov.*, 15, 243—260.
- Hvoždára, P. 1979: Vrstvový scheelit vo veporidnom kryštaliniku. *Miner. slov.*, 11, 77—78.
- Kamenický, J. 1977: Contact metamorphism in the aureole of the Rimavica granite (West Carpathians Mts.). *Miner. slov.*, 9, 161—164.
- Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 7—28.
- Klinec, A., Planderová, E. 1979: Paleozoické metamorfity z oblasti Hnúšte. *Geol. Práce, Spr.*, 72, 193—194.
- Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. I. Palealpínske jednotky. *Bratislava, Veda*, 510 s.
- Moine, B., Ploquin, A. 1972: Étude chimique des séries de roches supracrustales du Telemark (Précambrien du Sud de la Norvège). *Sci. de la Terre*, XVII, 1—2, 47—79.
- Plašienka, D. 1984: Priekrov Markušky — zväzujúci element veporika a gemerika? *Miner. slov.*, 16, 187—193.
- Siegl, K. 1982: Structure of the Vepor pluton (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carp.*, 33, 171—175.
- Simonen, A. 1953: Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennidic, Early Archean supracrustal rocks in Southwestern Finland. *Bull. Comm. Géol. Fin.*, XXVII, 1—64.
- Souček, J., Holub, F., Jelínek, E. 1987: Výsledky petrologického výskumu na Kraslicku. In: *Sb. II. celostát. konf. min. petrol., Brno-Blánsko*, 112—117.
- Šengelia, D. M., Miko, O., Bezák, V. 1978: Stanovenie stupňa regionálnej metamorfózy hornín hronskeho komplexu veporidného kryštalinika pomocou grafitového geotermometra. *Miner. slov.*, 10, 321—328.
- Vančová, L., Turan, J. 1981: Prejavy skarnoidnej mineralizácie na ložisku Mútnik. *Miner. slov.*, 13, 69—76.
- Vrána, S. 1964: Chloritoid and kyanit zone of alpine metamorphism on the boundary of the Gemerides and the Veporides (Slovakia). *Krystalinikum*, 2, 125—143.
- Winkler, H. G. F. 1979: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. *New York, Springer-Verlag*, 348 s.
- Zoubek, V. 1957: Hranice gemerid s veporidami. *Geol. Práce, Zoš.*, 46, 38—50.

Vysokoželezité metasedimenty z Kokavy nad Rimavicou (veporikum)

SERGEJ PETROVIČ KORIKOVSKI¹, JOZEF DUPEJ², VLADIMÍR ALEXANDROVIČ BORONICHIN¹

¹IGEM AN ZSSR, Staromonetny per. 35, 109017 Moskva

²Geologický ústav CGV SAV, Horná 15, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 20. 10. 1988, revidovaná verzia doručená 14. 12. 1988)

High Fe metasediments from Kokava nad Rimavicou (Veporicum, Central Slovakia)

A few small occurrences of high Fe rocks, which were generally regarded as magnetite ores of skarn origin, were described in the past near Kokava nad Rimavicou (the Kráľova hofa zone of Veporides). Detail petrological study, based on analyses obtained using electron microprobe analyzer did not verify this genesis. In our opinion the above occurrences of high Fe schists are primary sedimentary. Medium temperature metamorphism (550—580 °C) led to their metamorphism into magnetite-grunerite-garnet schists, while ferruginous apatite-biotite-garnet gneisses with intercalations of hedenbergite-clinozoisite schists originated from surrounding psammitic rocks.

Úvod

Študované horniny vystupujú v juhovýchodnej časti kráľovoholského pásma v tesnej blízkosti muránskej (muránsko-divínskej) zlomovej línie, ktorá sa pôvodne považovala za rozhranie kráľovoholskej a kohútskej (Zoubek, 1931) zóny, podľa súčasných názorov sa javí ako rozhranie alochtónnej a zakorenenej časti kráľovoholského príkrovu (Mahel', 1986).

Na severozápad od uvedenej zlomovej línie vystupujú rôzne typy granitoidov pásma Kráľovej hole s prechodom do hybridných variet (biotitických) až migmatitov nebulitického, menej stromatitického typu. Obsahujú menšie enklávy pararúl a telesá leukokratných granitoidov. Na juhovýchod od muránskej línie vystupujú horniny charakteru svorov až svorových rúl, resp. fylitov (komplex Hladomornej doliny), ako i komplex leukokratných rimavických granitoidov variského veku.

Samotný výskyt, geologickej verejnosti známy ako „kokavský skarn“, predstavuje päť šošovkovitých telies, konkordantne uložených v pruhu pararúl a migmatitov s prechodom do hybridných granitoidov variského veku. Uvedený pruh je z.-v. smeru, široký približne 200 m, dlhý 2 km so sklonom 20—40° na SZ. Najväčšia šošovka má dĺžku cca 70 m a priemernú mocnosť 12 m.

Na štúdium sú najvhodnejšie zrudnené polohy otvorené v tridsiatych rokoch tromi krátkymi štôľňami v záreze štátnej cesty z Kokavy do Hriňovej približne 2 km na SZ od Kokavy nad Rimavicou. Šuf (1938) uvádza okrem pomerne podrobného opisu uvedených rudných zhlukov aj ich genézu. Domnieva

sa, že ide o „magmatické vyloučenie magnetitu s pyrotínem skarnového charakteru“. Zoubek a Nemček (1951) v svojej práci poukázali na výrazný deficit karbonátov, čo spochybnilo „skarnovú“ genézu, a naznačili možnosť vzniku uvedeného výskytu regionálnou metamorfózou sedimentárnych železných rúd. Gubač (1957) považuje kokavské ložisko za skarnové.

Petrografická charakteristika a minerálne asociácie

Detailné štúdium metamorfovaných hornín s vysokým podielom magnetitu (do 20 %) ukázalo, že majú pestré, pre veporidy exotické zloženie. Vo všeobecnosti ich môžeme charakterizovať ako vysokoželezité gruneriticko-granatické, resp. magnetiticko-gruneriticko-granatické kryštalické bridlice s nízkym obsahom CaO. Pomerne hojne sú zastúpené horniny charakteru biotiticko-granatických rúl s lokálnym výskytom biotiticko-epidotických a hedenbergiticko-klinozoitických bridlíc. I pri týchto typoch je obsah magnetitu značne vysoký. Prítomnosť skarnov v tradičnom chápaní sme nezistili, čo súhlasí s výrazným deficitom Ca a Mg v analyzovaných vzorkách.

Zreteľne vyvinutá bridličnatosť je zrejme odrazom primárne sedimentárnych textúr, následne zvýraznených regionálnou metamorfózou. Uvedený záver potvrdzuje i mikroskopické štúdium. Vo viacerých výbrusoch sme pozorovali striedanie niekoľkomilimetrových polôh gruneriticko-granaticko-kremenných a gruneriticko-apatiticko-granaticko-biotiticko-kremenných bridlíc s temer monominerálnymi vrstvičkami tvorenými granátom, magnetitom, resp. apatitom.

Gruneriticko-granatické a magnetiticko-gruneriticko-granatické kryštalické bridlice

Sú to tmavé masívne horniny s variabilnou zrnitosťou. V ich zložení prevláda granát, zrná ktorého dosahujú veľkosť do 1 cm (do 40 až 50 % horniny), nad ihlicovitým gruneritom a kremeňom. Obsah magnetitu kolíše od 0 do 30 %. Plagioklas spravidla úplne chýba. Z prímies sa vyskytuje najmä biotit, apatit a ilmenit. Zastúpenie apatitu je lokálne výrazne zvýšené a dosahuje 5 až 7 obj. %. Granát vystupuje prevažne vo forme idioblastických kryštálov, grunerit vytvára jednak tabuľkovité prizmatické kryštály a jednak lúčovité zhľuky tenkých ihlíc. Zrná magnetitu (0,1–2 mm) často zrastajú s granátom, resp. gruneritom. Ich koncentrácia do subparalelných vrstvičiek vedie k vytvoreniu páskovanej textúry i v masívnych gruneriticko-granatických horninách.

Analýzy získané pomocou elektrónového mikroanalýzátora ukázali mimoriadne vysokú železitosť všetkých minerálov. Na detailné štúdium boli vybrané dve typické vzorky gruneriticko-granatických bridlíc — s magnetitom (HD-32) a bez neho (HD-23).

Vo vzorke HD-32 (tab. 1) mali granáty v centre zrna železitosť 96,1 % a na okraji 94,9 %. Progresívna zonálnosť sa prejavila len vo vzťahu k MgO (nárast

od 0,81 do 1,02 % na okraji), kým vo vzťahu k Ca i Mn boli granáty v podstate homogénne. Železitosť gruneritu bola 73,4 %.

Vo vzorke HD-23 magnetit chýba, rudné minerály sú zastúpené len uzavreninami ilmenitu v granátoch. Podiel granátu na zložení horniny je približne 50 %. Okrem ilmenitu uzatvára tiež grunerit a chlorit. Železitosť centrálnych častí zrn bola 94–96 %, v okrajových častiach 94–95 %. Mn v podstate chýba, obsah grossulárovej zložky bol približne 5 % (tab. 2). Na základe uvedeného možno analyzované granáty považovať za homogénne.

Zloženie gruneritu značne kolíše. Kým na kontakte s okrajovou zónou granátu mal grunerit železitosť 78,8 %, uzavreniny v centre granátu mali nižšiu hodnotu — 76,8 %. Koeficient distribúcie K_D Mg a Fe v páre granát — grunerit narastá od centra k okrajom granátu od 0,211 na 0,232.

Zvyšovanie hodnoty veličiny K_D k periférii kryštálu a chýbanie retrográdnej okrajovej zóny naznačuje, že celé zrno granátu bolo sformované v progresívnej etape metamorfneho cyklu. Na základe zmeny $K_{DGr-Grun}$ usudzujeme, že centrálna časť zrna, bez ohľadu na jej homogénne zloženie, vznikla pri nižších teplotách ako okrajová. Toto tvrdenie je v súlade s prítomnosťou reliktných uzavrenín gruneritu a vysokoželezitého chloritu v centre granátu. Analogicky s inými oblasťami (Korikovskij et al., 1975) sú chlority s takou železitosťou ($X_{Fe} = 77$ % — tab. 2) stabilné s kremeňom v teplotných podmienkach zóny granátu. V kremeňovo-gruneritovej mezostáze paragenetický železitý chlorit nebol zistený, v dôsledku čoho sa domnievame, že centrálna časť granátov spolu s uzavreninami vznikla v podmienkach granátovej subfácie fácie zelených bridlíc, kým periférna pri teplotách značne vyšších.

Kritická paragenéza granát+grunerit+kremeň±magnetit pre vysokoželezité bridlice kokavského výskytu s výrazným deficitom Ca a alkálií bola na základe analýz na elektrónovom mikroanalýzátore vynesená do trojuholníka AFM (obr. 1a).

Z retrográdnych premien sme v študovaných vzorkách zistili vznik sekundárneho chloritu viazaného na trhlinky, resp. na okraje zrn granátu a gruneritu.

Biotiticko-magnetiticko-granatické bridlice s variabilným obsahom apatitu

Tieto horniny predstavujú druhú horninovú skupinu v polohe železitých bridlíc študovanej lokality. Podstatným rozdielom medzi týmto typom a gruneriticko-granatickými bridlicami je značne vyšší obsah K_2O , ako i zvýšený podiel apatitu (do 10 obj. %), ktorý sa lokálne stáva minerálom horninotvorného významu. Vo vzorke HD-41 sme zistili prítomnosť biminerálnych granaticko-apatitových drobnozrn-

TAB. 1

Analýzy minerálov (hmotn. %) z magnetiticko-gruneriticko-granatickej bridlice

Analyses of minerals (wt. %) from magnetite-grunerite-garnet schist

Mineral	Vzorka HD-32			
	granát		grunerit	magnetit
	stred	kraj		
SiO ₂	37,33	37,75	50,33	0,26
TiO ₂	—	0,03	0,07	0,32
Al ₂ O ₃	20,51	20,57	0,49	0,42
*FeO	35,35+	34,01+	38,70+	98,48+
MnO	3,69	3,65	0,57	0,06
MgO	0,81	1,02	7,86	0,08
CaO	3,29	3,39	0,20	0,07
Na ₂ O	—	—	0,18	—
K ₂ O	—	—	0,01	—
Spolu	100,98	100,42	98,41	99,69
Fe/Fe + Mg %	96,1	94,9	73,4	—
Alm	79,1	77,5	—	—
Prp	3,2	4,2	—	—
Grs	9,4	8,4	—	—
Sps	8,3	9,9	—	—

Analytik — V. A. Boronichin, IGEM AN ZSSR Moskva, elektrónový mikroanalýzátor CAMECA MS 46

Paragenéza HD-32: granát + grunerit + magnetit ± apatit + kremeň.

*Všetko Fe prepočítané na FeO.

TAB.2

Zloženie granátu, gruneritu a asociujúcich uzavrenín minerálov gruneriticko-granatickej bridlice, vzorka HD—23
Composition of garnet, grunerite and associated inclusions of grunerite-garnet schist, sample HD—23

Časť zrna	kraj			stred					kraj	
Minerál	Grun	Gr	Gr	Ilm	Gr	Chl	Grun	Gr	Gr	Grun
SiO ₂	51,72	36,94	36,81	1,09	36,98	26,42	49,94	35,34	37,26	50,69
TiO ₂	0,08	—	—	46,92	—	0,13	0,09	—	—	0,03
Al ₂ O ₃	0,93	20,87	20,37	0,89	20,79	21,90	0,71	19,86	20,41	0,47
FeO	40,08	38,57	40,21	45,92	39,29	34,85	40,29	39,69	39,42	41,24
MnO	0,10	0,40	0,46	0,52	0,41	0,04	0,11	0,45	0,41	0,11
MgO	6,07	1,34	0,78	0,25	1,41	5,78	6,82	0,85	1,09	6,22
CaO	0,20	1,85	1,61	0,13	1,76	—	10,11	1,69	1,87	0,12
Spolu	99,18	99,97	100,24	95,72	100,64	89,12	98,07	97,87	100,46	98,88
Fe/Fe + Mg %	78,7	94,1	96,6		94,0	77,1	76,8	96,3	95,3	78,8
Alm		88,2	91,1		88,3			90,6	89,2	
Prp		5,5	3,1		5,7			3,5	4,4	
Grs		5,4	4,7		5,1			4,9	5,5	
Sps		0,9	1,1		0,9			1,0	0,9	

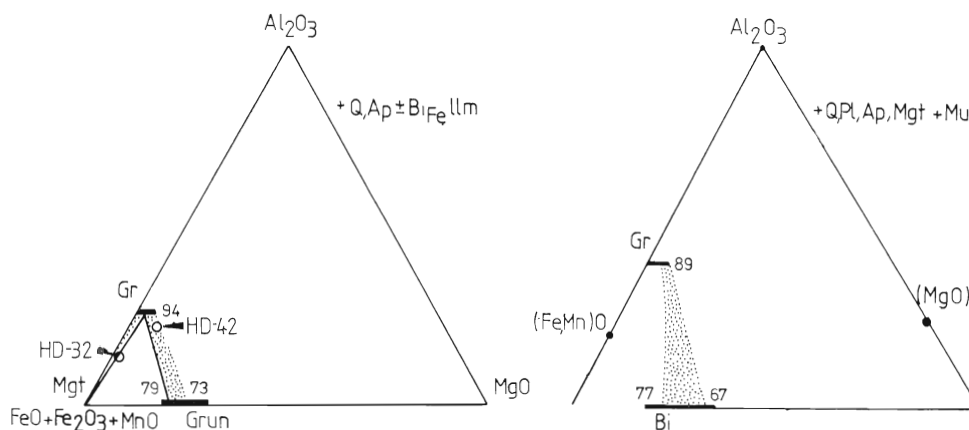
Paragenéza HD—23: granát (Gr) + grunerit (Grun) + kremeň; v granáte uzavreniny gruneritu, ilmenitu (Ilm) a reliktného chloritu (Chl).

TAB. 3

Zloženie minerálov melanokratických biotiticko-granaticko ± apatiticko-kremenných bridlíc a rúl
Composition of minerals of melanocratic biotite-garnet ± apatite-quartz schists and gneisses

Hornina	Vzorka HD-41				Vzorka HD-35			
	Bi-Gr-Mgt-Q bridlica			vrstva Gr-AP	Bi-Gr-AP-Q rula			
	Gr		Bi	Gr	stred Gr		kraj Gr	
	stred	kraj			Gr	Bi	Gr	Bi
SiO ₂	38,14	37,84	36,60	37,71	38,61	36,02	37,90	34,87
TiO ₂	0,07	—	2,05	—	0,03	1,95	0,03	1,98
Al ₂ O ₃	17,77	17,60	19,02	17,36	21,20	19,27	20,64	18,07
FeO	36,52	37,77	26,06	37,83	33,96	22,98	28,31	25,32
MnO	3,38	3,75	0,25	3,53	3,84	0,17	4,46	0,17
MgO	2,51	1,64	4,21	1,62	2,02	6,19	1,16	5,62
CaO	1,05	1,14	0,12	1,70	1,32	0,32	7,29	0,04
Na ₂ O	—	—	8,72	—	—	0,26	—	0,43
K ₂ O	—	—	0,29	—	—	9,17	—	9,33
Spolu	99,44	99,74	97,32	99,75	100,98	96,33	99,79	95,83
Fe/Fe + Mg %	89,1	92,8	77,6	91,9	90,4	67,5	93,2	71,6
Alm	79,8	82,2	—	81,4	78,8	—	64,1	—
Prp	9,8	6,3	—	6,2	8,3	—	4,6	—
Grs	2,9	3,2	—	4,7	3,9	—	21,1	—
Sps	7,5	8,3	—	7,7	9,0	—	10,2	—

Paragenézy: HD-41 striedanie tenkých vrstvičiek granátovo-biotitového zloženia (biotit+granát+magnetit+kremeň; retrográdna premena Gr → Chl, Bi) a granátovo-apatitového zloženia (granát+apatit+biotit); HD-35 granát+biotit+muskovit+apatit+plagioklas+kremeň; retrográdna premena Gr → Chl, Pl → Mu; biotit (Bi); granát (Gr); magnetit (Mgt); kremeň (Q); apatit (Ap); chlorit (Chl); plagioklas (Pl); muskovit (Mu).



Obr. 1. Minerálne asociácie magnetiticko-gruneriticko-granatických (a) a biotiticko-apatiticko-granatických (b) bridlíc na základe údajov tab. 1–3. Krúžkami je znázornené zloženie hornín (vz. HD-32 a HD-42, tab. 6) kokavského výskytu. Bi — biotit, Ap — apatit, Gr — granát, Grun — grunerit, Ilm — ilmenit, Mgt — magnetit, Mu — muskovit, Pl — plagioklas, Q — kremeň.

Fig. 1. Mineral assemblages of magnetite-grunerite-garnet (a) and biotite-apatite-garnet (b) schists on the basis of data given in tab. 1–3. Composition of rocks of the Kokava locality (samples HD-32 and HD-42, Tab. 6) is represented by small rings. Bi — biotite, Ap — apatite, Gr — garnet, Grun — grunerite, Ilm — ilmenite, Mgt — magnetite, Mu — muscovite, Pl — plagioclase, Q — quartz.

ných vrstvičiek, v ktorých podiel apatitu dosahuje až 60 %. Tieto 2 až 4 mm mocné vrstvičky s vysokou koncentráciou fosforu, paralelné s pôvodnou vrstvitosťou horniny, považujeme za primárne sedimentárneho pôvodu.

Na študovanej lokalite okrem melanokratných bridlíc vystupujú tiež leukokratnejšie variety plagioklasových biotiticko-granatických rúl a bridlíc. Lokálne sú viditeľné stopy injekčnej migmatizácie.

V tab. 3 sú uvedené analýzy minerálov biotiticko-granatických rúl a bridlíc stanovené na elektrónovom mikroanalýzátore. I v nich sa potvrdila mimoriadne vysoká železitosť. Vo vzorke HD-41 mal granát retrográdnou zonálnosť zo zvyšovaním železitosti od centra k okraju (z 89 na 93 %) a s nevýrazným nárastom obsahu Ca a Mn. Asociujúci biotit mal železitosť (Fe/Fe + Mg) cca 78 %, t. j. rovnakú ako v gruneritoch gruneriticko-granatických bridlíc (obr. 1b).

V granaticko-apatitickej vrstvičke bolo zloženie drobnozrnných granátov analogické zloženiu granátov okolitej bridlice. Podobne granáty a biotity plagioklasových biotiticko-granatických rúl patria k železitým odrodám.

Ruly i bridlice boli intenzívne postihnuté retrográdnymi procesmi: blastomylonizáciou, zatláčaním primárneho granátu a biotitu sekundárnym drobnolupečovitým biotitom, chloritom a muskovitom (sericitom). Keďže uvedené javy sprevádzala intenzívna blastéza a zbridličnatenie, ale mylonity a kataklazity charakteristické pre alpské deformácie chýbajú, považujeme za reálnejšie spájať sekundárnu rekryštalizáciu s retrográdnym štádiom variskej metamorfózy (Cambel, Korikovskij, 1986). Uvedené retrográdne

prenemy záviseli predovšetkým od prítomnosti fluidnej zložky, zdrojom ktorej bol pravdepodobne chladnuci granitoidný masív. Migrácia týchto fluid do jeho exokontaktu vyvolávala premeny analogické autometasomatóze samotného granitoidu. Pri absencii uvedených fluid k retrográdnym premenám zrejme nedošlo (chýbanie retrográdnej zonálnosti, zatláčanie primárnych, vyššie teplotných minerálov sekundárnymi, nižšie teplotnými a i.). Tento jav sme pozorovali i v metamorfovanom okolí rimavického granitu, kde so vzdialovaním sa od kontaktu intenzita retrográdných premen v metamorfovaných horninách výrazne slabne. Podobne v granatických svoroch komplexu Ostrej je v niektorých vzorkách vyvinutá u granátov progresívna zonálnosť, kým u iných (vzdialených rádovo v metroch) je výrazná regresívna zonálnosť. Spájať túto skutočnosť s odlišným metamorfným vývojom (vekom) študovaných vzoriek je neologické a viac než špekulatívne. Za najpravdepodobnejšie považujeme vysvetľovať uvedené pozorovania prítomnosťou, resp. neprítomnosťou fluid v hornine.

Hedenbergiticko-klinozoisiticko-kremenné bridlice

Tento horninový typ vystupuje na študovanej lokalite len veľmi sporadicky. Typická je preň granoblastická štruktúra a okrúhla forma zrn kremeňa, pripomínajúca blastopsamitickú štruktúru. Spoločne s kremeňom vystupujú zhluky izometrických zrn monoklinického pyroxénu, klinozoisitu a titanitu. Primárne sedimentárny pôvod týchto bridlíc, t. j. ich vznik regionálnou metamorfozou psamitov obohatených Ca, je najpriateľnejším vysvetlením zistených faktov.

Analýzy minerálov sú uvedené v tab. 4. Klinopyro-

xén je predstavovaný železitým hedenbergitom, klinkzoisit obsahuje 5,4 % Fe_2O_3 . Tieto údaje len potvrdzujú vysokú železitosť príslušných horninotvorných minerálov vo všetkých typoch metamorfítov kokavského výskytu.

TAB. 4

Zloženie hedenbergitu a klinkzoisitu (hmotn. %) hedenbergiticko-klinkzoisiticko-kremennej bridlice (vz. HD-40)
Composition of hedenbergite and clinozoisite (wt. %) of hedenbergite-clinozoisite-quartz schist (sample HD-40)

Minerál	Hedenbergit	Klinkzoisit
SiO_2	50,97	40,79
TiO_2	0,03	0,05
Al_2O_3	0,38	28,33
Fe_2O_3^*	—	5,38
FeO^{**}	21,43	—
MnO	1,20	0,14
MgO	3,23	0,03
CaO	22,26	23,87
Na_2O	0,15	—
K_2O	0,01	0,01
Spolu	100,06	98,60
Fe/Fe + Mg %	78,8	—

Paragenéza: hedenbergit + klinkzoisit + sfén + kremeň. *Všetko železo je prepočítané na Fe_2O_3 . **Všetko železo je prepočítané na FeO.

Geotermometria a pravdepodobné faciálne podmienky metamorfózy

Podrobné terénne a mikroskopické štúdium nepotvrdilo prítomnosť rohovcových štruktúr ani kontaktných minerálnych asociácií v horninových typoch kokavského výskytu, v dôsledku čoho sa domnievame, že sa uplatnila len regionálna metamorfóza. Jediným minerálnym párom vysokoželezitých bridlíc, na základe ktorého bolo možné určiť teplotné pod-

TAB. 5

Teplotné podmienky kryštalizácie vysokoželezitých biotiticko-magnetiticko-granatických bridlíc a rúl
Temperature conditions of crystallization of high Fe biotite-magnetite-garnet schists and gneisses

	Geotermometer		
	t_1	t_2	t_3
Vz. HD-41			
Bi _{77,6} — Gr _{92,8} (kraj zrna)	620	683	733
Vz. HD-35			
Bi _{67,5} — Gr _{90,4} (stred)	607	643	646
Bi _{71,6} — Gr _{93,2} (kraj)	582	616	580

Teplota (°C) stanovená na základe termometrov: t_1 — Aranoviča (1983), t_2 — Perčuka et al. (1983), t_3 — Ferryho a Speara (1978). Najpravdepodobnejšie hodnoty sú v stĺpci t_1 .

mienky metamorfózy, bol minerálny pár biotit — granát. Pracovali sme s využitím biotitovo-granátových termometrov Aranoviča (1983), Perčuka et al. (1983) a Ferryho a Speara (1978). Výsledky sú zhrnuté v tab. 5.

Pri štúdiu minerálnych paragenéz je využitie petrogenetickej siete komplikované skutočnosťou, že asociácia gruneritu a železitého granátu je stabilná v podmienkach od fácie zelených bridlíc až do amfibolitovej (Korikovskij, 1979) fácie, a teda nemôže byť indikátorom teploty. Napriek tomu sme zistili určité paragenetické príznaky, ktoré naznačujú, že teplotné maximum metamorfózy bolo vyššie ako 500 °C, napr.: úplná homogenizácia väčšiny zrn granátu, stabilita hedenbergitového klinopyroxénu v Ca-silikátových bridliciach. Teplota však zrejme len nevelmi prevyšovala uvedenú hodnotu, pretože v gruneriticko-granatických bridliciach ešte nevznikol ferohyperstén, obvyklý minerál železitých hornín metamorfovaných v podmienkach amfibolitovej fácie, a v jadrách granátov sú zachované reliktné lupienky železitého chloritu.

Na základe uvedených zistení sa domnievame, že stupeň metamorfózy vysokoželezitých bridlíc kokavského výskytu zodpovedal vrchnej časti epidotovo-amfibolitovej fácie, t. j. intervalu 550 až 580 °C. Za najreálnejšie považujeme hodnoty stanovené pomocou Aranovičova (1983) termometra. Nie je vylúčené, že i tieto hodnoty sú v skutočnosti o niečo nižšie, pretože granátovo-biotitové termometre pracujú pri vysokej železitosti analyzovaných minerálov nepresne (Perčuk, 1973). S ohľadom na uvedené považujeme teplotu cca 550 °C za najreálnejšiu.

Zloženie a genéza vysokoželezitých bridlíc

Za najdôležitejšie považujeme riešenie otázky pôvodu produktívnych gruneriticko-granatických bridlíc bohatých na magnetit. V tab. 6 sú uvedené výsledky chemických analýz dvoch typických vzoriek týchto hornín. Obsah Fe_2O_3 v nich kolíše od 10 do 13 %, FeO od 23 do 30 %, bezvýznamný je obsah MgO (0,2—1,4 %) a CaO (2—3,4 %). Alkálie neboli stanovené. Vo vzorke bohatej na apatit (HD-32) bol obsah P_2O_5 až 1,1 %.

Takéto horniny nemajú analógy ani medzi magmatickými, ani medzi metasomatickými horninami. Svojím chemickým zložením sú prakticky identické s dvoma skupinami sedimentogénnych hornín: 1. s chamositovými oolitovými Fe rudami („ironstone“) formácie sedimentárnych železných rúd fanerozoika, 2. s chamositovo-sideritovými chemogénno-sedimentárnymi bridlicami prekambrickej jaspilitovej formácie.

Nápadná zhoda s prvou skupinou je zvýraznená skutočnosťou, že so zvyšovaním intenzity metamorfó-

TAB. 6

Chemické analýzy magnetiticko-gruneriticko-granatických bridlíc kokavského výskytu a chamositových sedimentárnych železných rúd z rôznych regiónov

Chemical analyses of magnetite-grunerite-garnet schist of the Kokava locality and chamosite sedimentary Fe ores from different regions

Č. anal.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	38,40	44,50	13,70	26,40	38,48	35,15	26,26	51,18	46,40
TiO ₂	0,54	1,27	0,62	0,10	0,58	0,40	—	0,51	0,04
Al ₂ O ₃	9,30	14,00	9,04	15,71	14,45	10,20	13,75	11,95	0,90
Fe ₂ O ₃	13,40	9,93	15,15	3,70	28,05	34,60	28,18	8,09	18,70
FeO	30,56	23,26	36,47	28,45	4,30	5,02	14,28	12,15	19,71
MnO	1,50	0,88	—	1,67	0,40	0,38	0,52	2,71	0,63
MgO	0,17	1,41	2,26	1,36	0,98	1,23	1,32	2,42	2,98
CaO	3,38	2,14	6,48	6,50	0,87	1,20	1,46	1,12	1,60
Na ₂ O	0,04	0,05	—	—	—	—	0,44	2,12	0,04
K ₂ O	0,02	0,61	—	—	—	—	—	1,86	0,13
H ₂ O	0,08	0,09	—	—	—	—	—	0,07	1,72
H ₂ O ⁺	0,79	1,04	6,31	7,90	10,00	10,40	12,96	1,19	—
CO ₂	0,29	0,49	8,95	3,00	—	—	—	3,70	6,90
P ₂ O ₅	1,10	0,37	1,75	3,93	1,12	0,64	0,60	0,54	0,08
S	—	—	—	—	0,25	0,25	—	—	—
Σ spolu	99,57	100,03	100,73	99,91	99,56	98,94	99,75	99,61	99,83

1 — vz. HD—32 (asociácia Gr + Grun + Mgt ± Ap + Q) — bridlica z kokavského výskytu, 2 — vz. HD—42 — striedanie tenkých vrstvičiek granátovo-gruneritového zloženia a vrstvičiek so zložením Gr + Grun + Ap + Mgt + Bi + Q, 3 — chamositovo-magnetitovo-kremeňovo-sideritovo-kalcitový oolit, str. jura (James, 1966, tab. 13), 4 — oolitový chamositový magnetovec, ordovik Wales (James, 1966, tab. 13), 5—6 — chamositovo-goethitovo-glaukonitovo-fosfátovo-karbonátové oolity, pliocén Kerčenský polostrov, (Strachov et al., 1967), 7 — sideritovo-chamositový oolit, jura Novomoskovský rajón (Litvinenko, Kučerenco, 1957), 8 — chamositovo-magnetitovo-karbonátovo-kremenná hornina, prekambrium Ihlen River, USA (James, 1954), 9 — priemerné zloženie železovrúdnej formácie Bivabeek, USA (Bailey, James, 1973). Vzorky 1 a 2 (bridlice kokav. výskytu) analyzovala Unanovová (IGEM AN ZSSR).

zy sa pri týchto diagenetických horninách mnohokrát pozorovali postupné prechody na magnetiticko-gruneriticko-granatické bridlice, identické s bridlicami kokavského výskytu.

Kvôli presnejšiemu stanoveniu genézy a možného primárneho zloženia sme do diagramu Fe_{celk}—Mg—Al vynesli hodnoty zloženia minerálov a hornín sedimentárnych železných rúd. Okrem oxidov Fe a kremeňa sa v nich zväčša nachádza chamosit, stilpnomelán, greenalit, minnesotait a karbonáty.

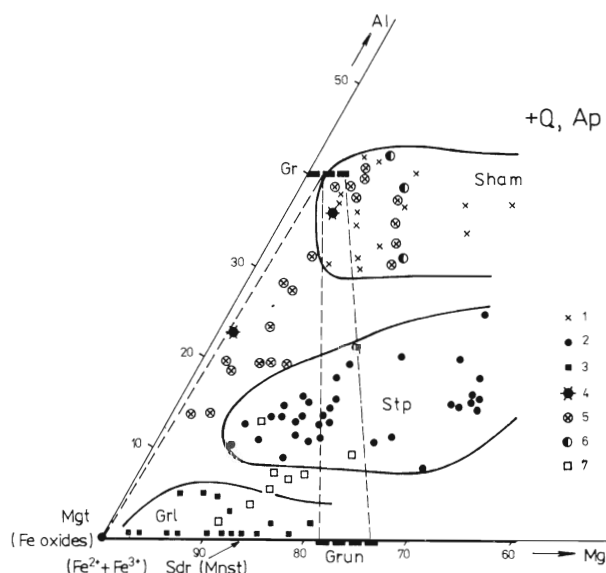
Na obr. 2 je znázornený uhol Fe diagramu Fe_{celk}—Mg—Al, do ktorého je vynesené zloženie chamositu (Sham), stilpnomelánu (Stp) a greenalitu (Grl) zo železitých hornín (Floran, Papike, 1975; James, 1966; Klein, 1974; Klein, Gole, 1981; Baker, 1985) a taktiež zloženie samotných chamositových fanerozoických železných rúd (James, 1954, 1966; Strachov et al., 1967; Litvinenko, Kučerenco, 1957), ako i hornín prekambriických železovrúdnych formácií (James, 1954; Bailey, James, 1973). Vyznačená je i minerálna asociácia Gr + Grun + Mgt vysokoželezitých bridlíc kokavského výskytu a chemické analýzy vlastných hornín (vz. HD-32 a HD-42). Na porovnanie sú v tab. 6 uvedené analýzy typických chamositových železných rúd z rozličných regiónov.

Z obrázku 2 a z tab. 6 je zrejmé, že vysokoželezité

bridlice kokavského výskytu sú zložením analogické fanerozoickým chamositovým železným rudám. S chamositom v rude asociujú oxidy a hydroxidy Fe, siderit, ankerit, kalcit a kremeň. Stilpnomelán, greenalit a minnesotait sú vo fanerozoických rudách veľmi zriedkavé, čo zrejme zapríčinila vysoká aktivita CO₂ v podmienkach sedimentogenézy a diagenézy. Na príklade prekambriických formácií sa zistilo, že pri metamorfóze chamositovo-sideritových rúd sa železitý chamosit nahrádza almandínovým granátom (s prímiesou spessartínu a grossuláru), na úkor sideritu s kremeňom vzniká grunerit, oxidy a hydroxidy Fe sa čiastočne menia na magnetit. Vznikajúca asociácia granát + grunerit + magnetit je zhodná s paragenézou kokavského výskytu. Je možné, že primárny Fe-chlorit, sporadicky zachovaný v jadrách granátových zrn (vz. HD-23, tab. 2), je predstavovaný reliktným chamositom.

Mnohí autori uvádzajú vysoký obsah P₂O₅ (až 4 % — tab. 6) vo fanerozoických železných rudách (James, 1966; Strachov et al., 1967). S tým sa zhoduje zistená anomálna prímies apatitu, ako i prítomnosť tenkých apatitových, resp. apatitovo-granátových vrstvičiek v študovaných bridliciach.

V prekambriických železovrúdnych formáciách sú chamositové horniny veľmi zriedkavé, prevládajú



Obr. 2. Zloženie vysokoželezitých hornín a ich minerálov: 1—3 — minerály (1 — chamosity, 2 — stilpnomelány, 3 — greenality), 4—7 — horniny (4 — vzorky HD-32 a HD-42 z Kokavy, 5 — chamositové fanerozoické železné rudy, 6 — chamositovo-sideritové prekambričné železné rudy, 7 — greenalitovo-stilpnomelánovo-minnesotaitovo-sideritové prekambričné rudy USA, podľa Baileyho a Jamesa, 1973). Ap — apatit, Gr — granát, Grl — greenalit, Grun — grunerit, Sdr — siderit, Sham — chamosit, Stp — stilpnomelán, Mgt — magnetit, Q — kremeň.

Fig. 2. Composition of high Fe rocks and their minerals: 1—3 — minerals (1 — chamosites, 2 — stilpnomelans, 3 — greenalites), 4—7 — rocks (4 — samples HD-32 and HD-42 from Kokava locality, 5 — Fanerozoic chamosite Fe ores, 6 — chamosite-siderite Precambrian Fe ores, 7 — greenalite-stilpnomelane-minnesotaite-siderite Precambrian rocks of the USA, according to Bailey, James, 1973). Ap — apatite, Gr — garnet, Grl — greenalite, grun — grunerite, Sdr — siderite, Sham — chamosite, Stp — stilpnomelane, Mgt — magnetite, Q — quartz.

kremenné bridlice s nízkym obsahom Al_2O_3 . V štádiu diagenézy sa na ich zložení podieľajú, na rozdiel od fanerozoických železných rúd, stilpnomelán, greenalit, minnesotait a oxidy Fe. Metamorfózou takýchto rúd bez chamositu vznikajú gruneriticko-magnetiticko-kremenné bridlice bez granátu, ale často s Ca-amfibolom. Celkové zloženie týchto rudonosných hornín je v porovnaní s fanerozoickými značne chudobnejšie na Al_2O_3 (Bailey, James, 1973).

Na základe zistených faktov sa prikláňame k názoru Zoubka a Nemčoka (1951) o primárne sedimentárnom pôvode bridlíc kokavského výskytu. Študované vysokoželezité bridlice zodpovedali svojim predmetamorfným charakterom chamositovo-goethitovo-sideritovo-kremenným železným rudám, vznikajúcim v príbrežne morských, resp. lagunárnych podmienkach. Vysoká železitosť a vysoký obsah fosforu boli charakteristické aj pre okolité psamitické sedimenty. V podmienkach strednoteplotnej metamorfózy vznikali z chamositových rúd magnetiticko-gruneriticko-granatické bridlice s vysokým podielom apati-

tu, kým okolité psamity boli premenené na železité biotiticko-apatiticko-granatické ruly s vložkami hedenbergiticko-klinozoisitických bridlíc.

Záver

1. Vysokoželezité magnetitové horniny kokavského výskytu sú predstavované magnetiticko-gruneriticko-granatickými bridlicami ležiacimi v polohe biotiticko-granatických rúl. Vo všetkých mineráloch sa zistila mimoriadne vysoká hodnota pomeru $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$ (železitosť). Podľa paragenetických a geotermometrických údajov teplotné maximum metamorfózy bolo 550 až 580 °C.

2. Chemické analýzy magnetiticko-gruneriticko-granatických hornín sú v podstate identické so zložením fanerozoických chamositových rúd z iných regiónov, podľa nášho názoru sú ich metamorfovaným analógom.

Literatúra

- Aranovič, L. J. 1983: Biotit-granatovyje ravnovesija v metapelitach. 1. Termodinamika tvjordych rastvorov i mineralnyh reakcij. In: *Očerki fiziko-chimickéj petrologii. Moskva, Izd. Nauka, 11, 121—136.*
- Bailey, R. W., James, H. L. 1973: Precambrian iron-formation of the United States. *Econ. Geol.*, 68, 7, 934—959.
- Baker, J. H. 1985: Greenalite, Mg-rich minnesotaite and stilpnomelane from the Ögöberg and Sirsöberg iron ore mines, Hjulshö, Sweden. *Min. Mag.*, 49, 353, 611—613.
- Cambel, B., Korikovskij, S. P. 1986: Variscijskij retrogradnyj metamorfizm i alpijskij diaforez v kristallinikume Zapadnyh Karpat. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 3, 335—363.
- Ferry, J. M., Spear, F. S. 1978: Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contr. Mineral. Petrology*, 69, 113—117.
- Floran, R. M., Papike, J. J. 1975: Petrology of the low-grade rocks of the Gunflint iron-formation, Ontario-Minnesota. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 86, 9, 1169—1190.
- Gubač, J. 1957: Paragenéza skarnového ložiska pri Kokave n. Rimavicou. *Geol. práce*, 11, 89—99.
- James, H. L. 1954: Sedimentary facies of iron-formation. *Econ. Geol.*, 49, 235—293.
- James, H. L. 1966: Chemistry of the iron-rich sedimentary rocks. *US Geol. Surv. profess. Pap.*, 440—W, *Data of Geochemistry*, 61 s.
- Klein, C. 1974: Greenalite, Stilpnomelane, minnesotaite, crocidolite and carbonates in very low-grade metamorphic Precambrian iron-formation. *Canad. Mineralogist*, 12, 7, 475—498.
- Klein, C., Gole, M. 1981: Mineralogy and petrology of parts of the Marra Mamba iron-formation, Hammsley basin, Western Australia. *Amer. Mineralogist*, 66, 5—6, 507—525.
- Korikovskij, S. P., Boronichin, V. A., Laputina, I. P. 1975: Vysokotemperaturnaja granica ustojčivosti stilpnomelana na primere kianitovogo metamorfičeskogo kompleksa Patomskogo nagorija. *Dokl. Akad. Nauk ZSSR*, 222, 5, 1202—1205.
- Korikovskij, S. P. 1979: Faciji metamorfizma metapelitov. *Moskva, Izd. Nauka*, 263 s.
- Litvinenko, A. U., Kučerenko, M. T. 1957: Oolitovyje siderito-šamozitovyje rudy v jurskich otloženijach Dneprovsko-Donckoj vpadiny. *Dokl. Akad. Nauk ZSSR*, 116, 5, 847—850.
- Mahel, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. Palealpínske jednotky. I. diel. *Bratislava, Veda*, 503 s.

Perčuk, L. L. 1973: Termodinamičeskij režim glubinnogo petroge-neza. *Moskva, Izd. Nauka*, 318 s.

Perčuk, L. L., Lavrenteva, I. V., Aranovič, L. J., Podlesskij, K. K. 1983: Biotit-granat-kordieritovyje ravnovesija i evolucija meta-morfizma. *Moskva, Izd. Nauka*, 198 s.

Strachov, N. M. 1967: Kerčenskij železoporudnyj bassejn. *Moskva, Izd. Nedra*, 542 s.

Šuf, J. 1938: Zpráva o geologických poměrech a o ložiskách užitečných nerostů v okolí Kokavy na Slovensku. *Věst. Stát. geol. Úst., XIV*, 91—103.

Zoubek, V. 1931: Tektonická skizka širšího okolí Brezna nad Hronom. *Věst. Stát. geol. Úst., VII*, 2.

Zoubek, V., Nemčok, A. 1951: Zpráva o magnetitovom ložisku pri Kokave nad Rimavicou. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.

High Fe metasediments from Kokava nad Rimavicou (Veporicum, Central Slovakia)

Rocks, which composition can be regarded as exotic one not only for Veporicum, but for West Carpathians crystalline complex, occur 2 km NW of Kokava nad Rimavicou, in the Kráľova hofa zone of Veporicum (the West Carpathians). These rocks lie concordantly in the zone of injection migmatized mica schist paragneisses and schists of WE strike, which is approximately 200 m wide and 2 km long, dipping 20—40° towards NW. The above zone lies in migmatite zone with transition to hybrid granitoides of the Variscan age.

The occurrence of exotic rocks, known for geological public as "the Kokava skarn", is represented by five lens-shaped bodies, from which the largest has a length of ca 70 m and an average thickness of 12 m. The genesis of the Kokava ore occurrence was explained as skarn (Šuf, 1938; Gubač, 1957), but Zoubek and Nemčok suggested an alternative possibility of its origin by regional metamorphosis of sedimentary iron ores.

Detail study of the above metamorphic rocks with high content of magnetite (up to 20 %) suggested that they can be generally characterized as high Fe grunerite-garnet or magnetite grunerite-garnet schists with low content of CaO and alkalis. Rocks with a character of biotite-garnet gneisses, locally biotite-epidote and hedenbergite-clinozoisite schists, which have rather high content of magnetite, are relatively abundant. Skarns have not been found what corresponds with a distinct deficiency of Ca and Mg in analysed samples.

Grunerite-garnet and magnetite-grunerite-garnet schists are dark, massive rocks. Garnet prevail in their composition (up to 40—50 % of rock) over needle grunerite and quartz. Its grains reach the size of 1 cm. The content of magnetite ranged from 0 to 30 %. Biotite, apatite and ilmenite are present from accessories. The content of apatite is locally increased and reaches 5 to 7 %.

Analyses obtained using electron microprobe analyzer have pointed extremely high ferruginous of all studied minerals (garnets 94—96 %, grunerite 76—79 %, chlorite 77 %, biotite 78 %). A progressive zonality manifested in garnets only in the relation to Mg, while in the relation to Ca and Mn garnets were homogenous.

Second group of rocks of the Kokava occurrence is represented by biotite-magnetite-garnet schist with variable content of apatite. Against the above group they have considerable higher content of K₂O and increased content of apatite (up to 10 vol. %), it reaches up to 60 % in biminerall garnet-apatite films of sedimentary origin.

Leucocratic types of plagioclase-biotite-garnet gneisses and schists are present on the studied locality besides melanocratic varieties.

Analyses made by electron microprobe analyzer have

confirmed high Fe minerals in these rocks. A retrograde zoning was ascertained in garnets (the increasing of ferruginous from 89 % in the centre to 93 % in marginal zone and the undistinct increasing of Ca and Mn contents at margin). The existence of the above zoning together with manifestations of blastomylonitization, replacement of primary garnet and biotite by secondary fine straticulated biotite, chlorite and muscovite we connect with the retrograde stage of Variscan metamorphosis (Cambel, Korikovski, 1986), while the presence of fluids of suitable composition we regarded as the most decisive factor. The above phenomena are not present if they absent. Hedenbergite-clinozoisite-quartz schists with blastoparamitic texture sporadically occur on the studied locality.

Pair biotite — garnet was the only mineral pair, which enables to determine temperature conditions of metamorphosis. Values determined using Aranovitch's (1983) thermometer are the most real. We supposed, on the basis of the above values and some paragenetic features that the grade of metamorphosis of high Fe schists of the Kokava locality corresponded with the upper part of epidote-amphibole facies, i. e. the temperature reached the maximal value of ca 550 °C.

Studied rocks have no analogue among magmatic or metasomatic rocks. They are practically identic, with two groups of sedimentary rocks:

1. with chamosite oolitic Fe ores ("ironstone") of sedimentary iron ore formation of Phanerozoic,
2. with chamosite-siderite chemogenous-sedimentary schists of Precambrian jaspilitic formation.

Conspicuous harmony with the first formation is set off by the fact that with the increasing intensity of metamorphosis gradual transition to magnetite-grunerite-garnet schists, identical with schists of the Kokava locality, was observed in these diagenetic rocks.

It is evident, that high Fe schists of the Kokava locality are analogous, with their composition, to Phanerozoic chamosite Fe ores of different regions of the World.

We endorse, on the basis of ascertained facts, the opinion by Zoubek and Nemčok (1951) on primary schists of the Kokava locality. These corresponded with their pre-metamorphic character to chamosite-goethite-siderite-quartz Fe ores, which originated in marine near-shore or lacustrine conditions respectively. High ferruginous and high content of P were characteristic for surrounding sediments. Magnetite-grunerite garnet schists with high content of apatite originated from chamosite ores under conditions of medium temperature metamorphosis, while surrounding psammities were altered into biotite-apatite-garnet gneisses with intercalations of hedenbergite-clinozoisite schists.

Uhličitaný a geochemia čiernych bridlíc magnezitových ložísk v karbóne Spišsko-gemerského rudohoria

LÍDIA TURANOVÁ¹, JÁN TURAN¹, VLASTIMIL KÁTLOVSKÝ²

¹Geologický ústav PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

²Geologický ústav CGV SAV, Dúbravská cesta, 886 25 Bratislava

(Doručené 16. 6. 1988)

Carbonates and geochemistry of black shales of the magnesite deposits in Carboniferous of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

Black shales of the magnesite deposits in Carboniferous of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. contain variegated carbonate mineralization. Dolomite is, as a rule, the most abundant carbonate, calcite is also present in numerous cases. Magnesite was found only in the Medvedia deposit. However, it has shown that siderite is also regionally spread in black shales. Its abundance is not higher than 1—2 %. Several types of shales, which are more or less evenly abundant in all deposits, can be defined in the framework of investigated shales, according to the content of carbonates and the abundance and dispersion of trace and radioactive elements.

Úvod

Čierne bridlice sa v poslednom období dostali do stredu záujmu geológov, pretože vďaka sorpčnej schopnosti uhlíka zohrávajú dôležitú úlohu pri koncentrácii rôznych prvkov. Sú zaujímavé predovšetkým z ekonomického, ale aj z geologického hľadiska. Často práve čierne bridlice tvoria oporné horizonty, ktoré pomáhajú stanoviť celkovú geologickú stavbu, stratigraficky začleniť rôzne litologicko-petrografické jednotky, príp. sú určitým vyhľadávacím kritériom.

Práve toto druhé hľadisko je významné aj pre bridlice magnezitových ložísk v karbóne Spišsko-gemerského rudohoria, ktoré tvoria bezprostredné okolie všetkých magnezitových ložísk. V predchádzajúcej práci (Turan, Vančová, 1979) sme uviedli ich základnú charakteristiku, spôsob vystupovania a minerálne zloženie. Predkladaný príspevok na ňu nadväzuje a je zameraný predovšetkým na štúdium uhličitanov (predovšetkým sideritu), chemického zloženia a obsahov stopových prvkov včítane tória a uránu.

Bridlice magnezitových ložísk

Skúmané bridlice tvoria niekoľko metrov až desiatok metrov mocné polohy v podloží a nadloží uhličitanových polôh. Sú to horniny s typicky paralelnými textúrami, tenkodoštičkovitou až lupeňovitou odlučnosťou a blastopeliticou štruktúrou. Ich zaradenie k čiernym bridliciám, napriek ich čiernej, niekedy až

kovovolesklej farbe, je dosť problematické, predovšetkým preto, že obsah organického uhlíka sa pohybuje na spodnej hranici alebo dokonca pod touto hranicou, za ktorú väčšina autorov považuje obsah C_{org} 1, 1,5 alebo 2 % (Kukal, 1988). Charakteristika organických látok je uvedená v tab. 1.

Prevládajúcimi minerálmi v študovaných bridliciach sú chlorit a sericit. Pomerne hojne sa v nich vyskytuje pyrit a kremeň, akcesoricky tiež apatit, turmalín, zirkón.

Skúmané bridlice prakticky vždy obsahujú uhličitanové minerály. Ich kvalita, ako aj kvantitatívne zastúpenie sú veľmi variabilné (tab. 2). Vystupujú v bridliciach v dvoch generáciách. Staršie uhličitanové sú veľmi jemnozrnné, spravidla nepravidelne rozptýlené v hornine, ale môžu sa aj koncentrovať v paralelných prúžkoch, príp. tvoriť aj samostatné polohy. Mladšie uhličitanové tvoria idiomorfne kryštály alebo drobné žilky.

Najhojnejším uhličitanom (frekvencia výskytu okolo 77 %) je spravidla dolomit (priemerný obsah 9,4 %). Možno pozorovať aj postupný prechod od bridlíc s dolomitom do dolomitu. Bežné je tiež rytmické striedanie dolomitových a bridličnatých polôh.

Bridlice v početných prípadoch obsahujú aj kalcit, príp. bridlice s obsahom kalcitu tvoria plynulý prechod až do vápenca. Frekvencia výskytu kalcitu sa pohybuje okolo 14 %, jeho priemerný obsah okolo 1,2 %.

Magnezit sme zistili zatiaľ iba v ložisku Medvedia.

TAB. 1
Chemické zloženie organickej substancie (v %)
Chemical composition of organic matter (in %)

Vzorka	C _{org}	Podiel druhov C _{org} na celkovom množstve		
		C _{zb}	C _{bit}	C _{hum}
PB-1	1,17	91,36	0,78	7,85
PB-2	1,65	98,39	0,14	1,47
JB-1	1,45	98,26	0,62	1,12
JB-2	1,38	97,90	1,30	0,80
JB-3	0,78	89,47	2,77	7,76
JB-4	1,38	81,21	1,89	16,89

C_{org} — organický uhlík, C_{zb} — zvyškový uhlík, C_{bit} — bituminózný uhlík, C_{hum} — humínový uhlík. Analyzované v k. p. Nafta Hodonín.

TAB. 2
Zastúpenie uhličitanov v čiernych bridliciach magnezitových ložísk
Abundance of carbonates in black shales of magnesite deposits

Minerál	n _A	n _U	F %	$\bar{x}$ %	Rozsah	S	V %
Kalcit	35	5	14,3	1,2	0—14,92	3,70	298
Doolomit-							124
Ankerit	35	27	77,1	9,4	0—40,66	12,40	
Siderit	35	21	60,0	1,2	0—10,80	1,40	163
Magnezit	35	3	8,6	0,3	0—8,07	1,99	585

n_A — celkový počet analyzovaných vzoriek, n_U — počet vzoriek so zastúpením uhličitanov, F — frekvencia výskytu, $\bar{x}$ — priemerný obsah, S — štandardná odchýlka, V — variačný koeficient.

TAB. 3
Zastúpenie uhličitanov v jednotlivých ložiskách
Abundance of carbonates in different deposits

		Podrečany	Jedľovec	Medvedia
Kalcit	F %	10	0	31
	$\bar{x}$ %	1,40	0	2,08
	rozsah	0—13,99	0	0—14,92
Dolomit	F %	70	100	70
	$\bar{x}$ %	10,85	14,56	3,66
Ankerit	rozsah	0—37,41	0,64—40,66	0—19,03
Siderit	F %	80	50	46
	$\bar{x}$ %	2,34	0,72	0,58
	rozsah	0—10,80	0—2,02	0—1,98
Magnezit	F %	0	0	23
	$\bar{x}$ %	0	0	0,87
	rozsah	0	0	0—8,07

F — frekvencia výskytu, $\bar{x}$ — priemerný obsah.

Vyskytuje sa hlavne vo forme klastických zŕn, ale niekedy tvorí drobné zrná rovnomerne rozptýlené v základnej hmote. Čierne bridlice s klastami magnezitu prechádzajú niekedy až do brekcií alebo zlepenčov, v ktorých pelitická zložka tvorí základnú hmotu.

Už v predchádzajúcej práci (Turan, Vančová, 1979) sme uviedli prítomnosť sideritu v čiernych bridliciach z ložiska Dúbrava. Považovali sme ju však skôr za

výnimku ako pravidlo. V tomto smere sme získali nové poznatky. Predovšetkým sa ukázalo, že siderit v čiernych bridliciach má v paleozoiku gemerika regionálne rozšírenie, a to bez ohľadu na ich väzbu s magnezitovými alebo sideritovými ložiskami. Jeho zastúpenie v bridliciach je však veľmi nízke, spravidla neprevyšuje 1—2 % (tab. 2, 3). Výnimočne, najmä v bridliciach vyskytujúcich sa v podloží a nadloží sideritových ložísk Nižná Slaná a Rudňany, môže obsah sideritu v bridliciach dosiahnuť až 30 %. Takmer rovnako vysoký obsah sideritu sme zistili aj v nadloží a podloží mocnej magnezitovo-mastencovej polohy vo vrte DD-16 v Dlhej doline. Spoločný výskyt sideritu a uhličitanov kalcitovo-dolomitovej asociácie sme nezistili.

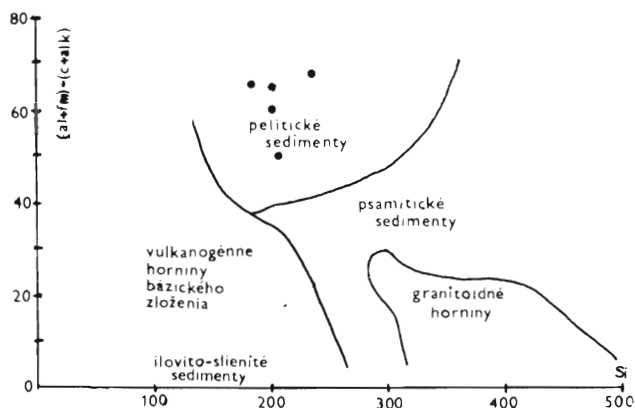
V tejto etape štúdia sme zistili zreteľnú priestorovú závislosť výskytu určitých uhličitanových minerálov na určitých sprievodných silikátových mineráloch. Ukazuje sa, že siderit sa vyskytuje iba v tých čiernych bridliciach, v ktorých má dominantné postavenie sericit. Prítomnosť chloritových minerálov naopak do značnej miery alebo úplne vylučuje prítomnosť sideritu v bridliciach. V asociácii s chloritovými minerálmi sa v bridliciach uplatňuje najčastejšie dolomit.

Z uvedeného vyplýva, že medzi asociáciami uhličitanových minerálov sú antagonistické vzťahy. Poukazujú na skutočnosť, že geologické prostredie zohralo pri ich tvorbe významnú úlohu. Pri tvorbe čiernych bridlíc zrejme dochádzalo vplyvom klimatických, tektonicko-morfologických, často i vulkanických zmien k odlišnej koncentrácii Fe, Mg a Ca, t. j. hlavných stavebných prvkov potrebných na tvorbu uhličitanov. Vo výrazne anoxickom prostredí dochádzalo k relatívne najvyššej koncentrácii Fe, ktoré sa viazalo predovšetkým v sírnikoch a počas diagenézy tiež vo forme sideritu. Vznik kalcitu a dolomitu si nevyžadoval tak výrazne anoxické prostredie, ale bol potrebný prínos Mg a Ca do sedimentačného bazéna. Tieto prvky sa potom viazali tak v samostatných uhličitanových mineráloch, kalcite a dolomite, ako aj v sprievodných silikátoch.

Chemické zloženie bridlíc

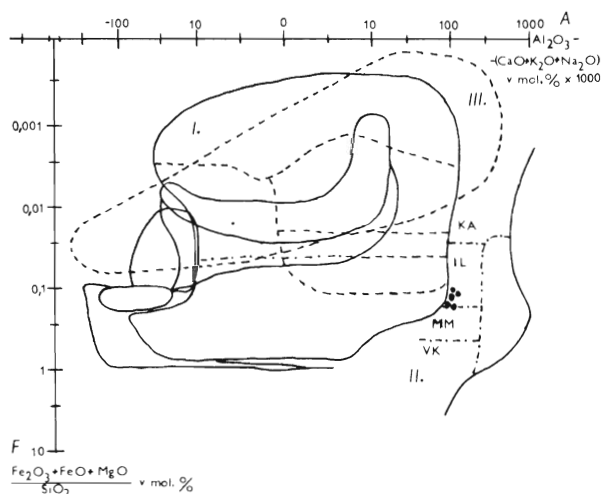
Čierne bridlice magnezitových ložísk sú chemicky nerovnorodé. Priemerný obsah ich hlavných zložiek je však veľmi podobný obsahu týchto zložiek v čiernych bridliciach iných oblastí (Leventhal, Hosterman, 1982; Khun, 1986; Hovorka et al., 1986 atď.). Na vyhodnotenie ich chemického zloženia sa použili diagramy Simonena (1953), Predovského (1980) in Sobolev, Feldman (1984), Ronova in Jefremova, Stafejev (1985) a diagram Jefremovej a Stafejeva (1985).

V diagrame Simonena (1953) petrochemické parametre umožňujú posúdiť (na základe obsahu ílovitej



Obr. 1. Diagram Simonena (1953) s vyneseními projekčnými bodmi čiernych bridlíc. (Petrochemické parametre sú vyjadrené číselnými hodnotami v Niggliho systéme.)

Fig. 1. Diagram by Simonen (1953) with registered projection points of black shales. (Petrochemical parameters are expressed by numeral values in Niggli's system.)



Obr. 2. Pole AF diagramu AKF Predovského (1980) s vyneseními projekčnými bodmi čiernych bridlíc. I — zrnité sedimentárne a zmiešané horniny, II — pelity, III — chemogénne silicity, VK — vermikulitové pelity, MM — montmorillonitové pelity, IL — hydrosľudové pelity, KA — kaolinitové pelity.

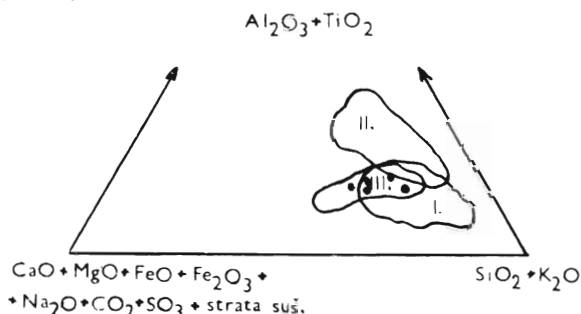
Fig. 2. AF field of AKF diagram by Predovski (1980) with registered projection points of black shales. I — granular sedimentary and mixed rocks, II — pelites, III — chemogenous silicites, VK — vermiculite pelites, MM — montmorillonite pelites, IL — illite pelites, KA — kaolinite pelites.

a piesčitej zložky v hornine) základný trend procesov sedimentárnej diferenciácie a rozlíšiť sedimentogénne a vulkanogénne metamorfity. V tomto diagrame všetky projekčné body skúmaných bridlíc padajú do poľa pelitických sedimentov (obr. 1).

V poli AF Predovského (1980) diagramu AFK na rozlišovanie metapelitov ležia projekčné body skúmaných čiernych bridlíc v poli pelitov so zastúpením montmorillonitových a hydrosľudových ílov (obr. 2).

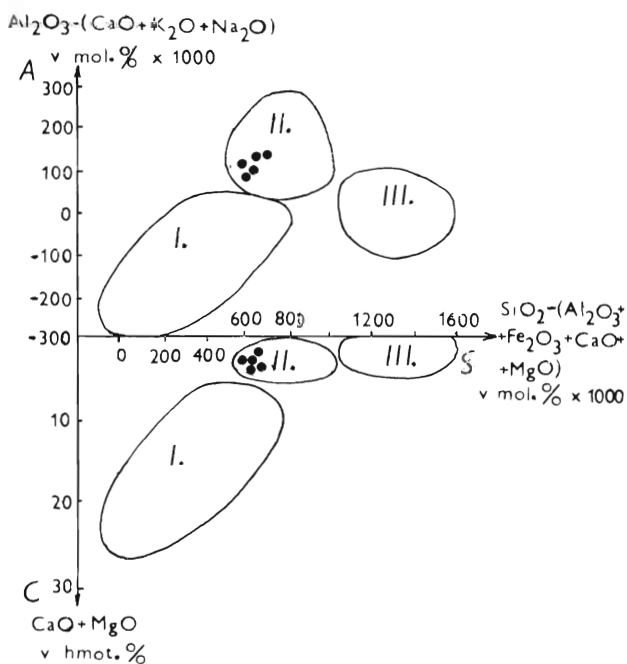
Ronov (in Jefremova, Stafejev, 1985) používa na štúdium ílov trojuholníkový diagram s koordinátami

$(Al_2O_3 + TiO_2) - (SiO_2 + K_2O) - (CaO + FeO + Fe_2O_3 + MgO + Na_2O + CO_2 + SO_3 + \text{strata sušením})$, v ktorom vyčleňuje základné typy ílov: kontinentálne íly chladných a miernych klimatických oblastí, kontinentálne íly vlhkých a horúcich klimatických oblastí, morské a lagunárne íly. Podľa tohto diagramu skúmané čierne bridlice patria s najväčšou pravdepodobnosťou k posledne uvedenému typu (obr. 3).



Obr. 3. Diagram Ronova s vyneseními bodmi čiernych bridlíc. I — kontinentálne íly chladného a mierneho klimatického pásma, II — kontinentálne íly vlhkého a horúceho klimatického pásma, III — morské a lagunárne íly.

Fig. 3. Diagram by Ronov with registered points of black shales. I — continental clays of cold and mild climatic zone, II — continental clays of moist and hot climatic zone, III — marine and lacustrine clays.



Obr. 4. Diagram ASC Jefremovej a Stafejeva (1985) s vyneseními bodmi čiernych bridlíc. I — uhľičtanovo-uhľikátá formácia, II — terigénno-uhľikátá formácia, III — kremenito-uhľikátá formácia.

Fig. 4. ASC diagram by Jefremova and Stafejev (1985) with registered points of black shales. I — carbonate-carbonaceous formation, II — terrigenous-carbonaceous formation, III — siliceous-carbonaceous formation.

TAB. 4
Základné štatistické charakteristiky stopových prvkov
Main statistical characteristic of trace elements

Prvok	n	$\bar{x}$ (ppm)	Rozsah	Medián	S	V %	$g\bar{x}$	λ
B	39	84	30 — 224	87	38	45	68	0,28
Ba	39	474	3 — 1070	510	296	62	285	0,44
Co	39	31	3 — 120	23	26	84	22	0,16
Cr	39	93	13 — 178	101	37	40	83	0,21
Cu	39	44	6 — 251	28	48	109	31	0,37
Mn	39	1022	123 — 5750	630	1352	132	576	0,47
Ni	39	73	17 — 360	62	55	76	62	0,24
Sr	39	219	33 — 1010	166	197	90	156	0,36
Ti	39	4015	186 — 6200	4600	1482	37	3288	0,27
V	39	189	14 — 316	188	72	38	167	0,22
Th	36	10,7	1,8 — 25,5	10,8	4,4	41	9,7	0,20
U	36	3,8	0,7 — 11,7	3,4	2,1	55	3,3	0,22

n — počet analyzovaných vzoriek, $\bar{x}$ — aritmetický priemer, S — štandardná odchýlka, V — variačný koeficient, $g\bar{x}$ — geometrický priemer, λ — štandardná odchýlka logaritmu koncentrácií.

V diagrame ASC Jefremovej a Stafejeva (1985) sú vyčlenené polia uhľikátých formácií: 1. uhličitanovo-uhľikátá, 2. terigénno-uhľikátá, 3. kremenito-uhľikátá. Projekčné body skúmaných bridlíc ležia v poli hornín terigénno-uhľikatej formácie (obr. 4).

V skúmaných bridliciach sme sledovali nasledujúce stopové prvky: B, Ba, Co, Cr, Cu, Mn, Ni, Sr, Ti, V, U a Th. Boli stanovené (okrem U a Th) kvantitatívnu spektrochemickou analýzou (analytik Vančo, GÚ PF UK Bratislava), U a Th boli stanovené gamaspektroskopicky (analytik Kátlovský, CGV SAV Bratislava).

V tab. 4 sú uvedené základné štatistické charakteristiky stanovených stopových prvkov včítane U a Th. Obsah prvkov v skúmaných bridliciach je veľmi nerovnorodý, rozdiel dosahuje často 1 až 2 rády. Hodnoty variačného koeficientu sa pohybujú od 37 do 132 %. Priemerný obsah stopových prvkov v magnezitových ložiskách — Podrečany, Jedľovec a Bankov-Medvedia porovnávame na obr. 5. Výraznejší rozdiel je iba v zastúpení Sr, príp. Ba, čo súvisí, aspoň v prípade Sr, s vyšším zastúpením kalcitu v bridliciach v ložisku Medvedia. Priemerný obsah

stopových prvkov sa v nerovnakej miere blíži k priemerným hodnotám týchto prvkov, ktoré z čiernych bridlíc uvádzajú iní autori (tab. 5).

Na základe korelačnej matice možno usudzovať, aké sú korelačné vzťahy medzi prvkami (tab. 6). Najvyššie pozitívne poradové korelačné koeficienty sa uplatnili v dvojiciach prvkov Ti — Cr, Ti — B, Ni — Co, Cr — B, Cr — Ba, Mn — Sr. Dobrá korelácia týchto dvojíc zrejme vyplýva z podobných geochemických vlastností a podobných väzieb týchto prvkov.

V ďalšej fáze výskumu sme sledovali väzbu stopových prvkov na uhličitan tak, že sa vzorky zoradili podľa klesajúceho obsahu uhličitanov a ku každej hodnote sme vyniesli príslušný obsah toho-ktorého stopového prvku. Konštruované diagramy ukazujú zreteľnú pozitívnu koreláciu Mn s uhličitanmi (obr. 6) a trend pozitívnej korelácie medzi uhličitanmi a Sr. Medzi uhličitanmi a ďalšími prvkami nie je preukázateľná žiadna závislosť. Obsah týchto prvkov vzhľadom na obsah uhličitanov príliš kolíše. Pre malý počet údajov nebola zatiaľ vyhodnotená väzba stopových prvkov na C_{org} v tomto súbore vzoriek.

TAB. 5
Porovnanie priemerných obsahov stopových prvkov v čiernych bridliciach magnezitových a iných ložísk nerastných surovín (v ppm)
Comparison of average contents of trace elements in black shales from magnetite and the other deposits

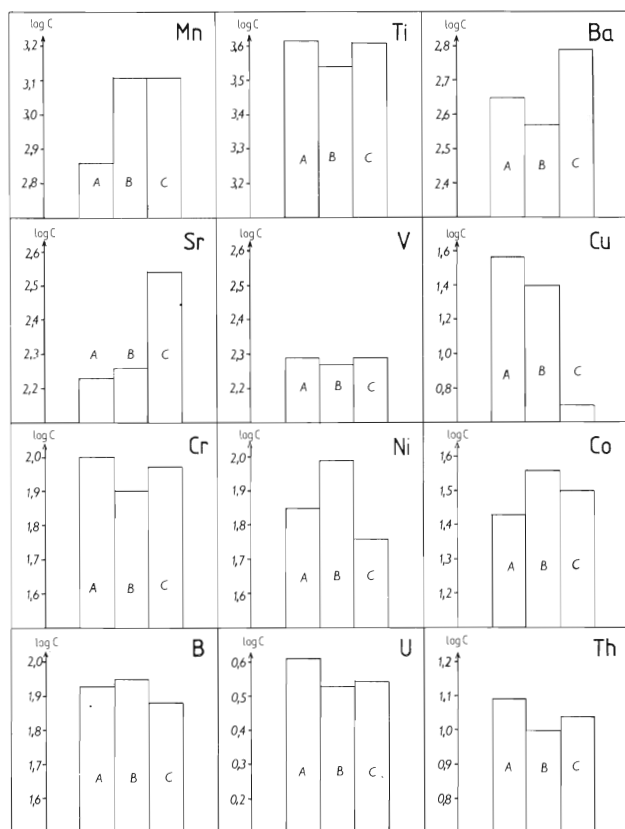
	n	B	Ba	Co	Cr	Cu	Mn	Ni	Sr	Ti	V	Th	U
Magnezit. ložiská	39	84	474	31	93	44	1022	73	219	4015	189	10,7	3,8
Mútnik	3	32	215	36	62	17	910	32	283	6283	174	3,4	1,4
Rudňany	27	262	560	35	146	172	1704	89	56	6411	266	9,3	2,8
Nižná Slaná	6	118	586	27	58	34	954	53	150	3705	416	11,0	14,7
Smolník	2	127	500	25	76	34	773	15	110	4725	123	16,8	3,8
Malé Karpaty ⁺	76	44	4956	8	113	96	—	114	175	4607	386	5,0	11,1
Washington ⁺⁺	—	140	500	24	70	46	368	79	180	7000	157	14,3	6,6

⁺ údaje prevzaté z práce Cambel, Khun (1979),

⁺⁺ údaje prevzaté z práce Leventhal, Hosterman (1982).

TAB. 6
Korelačná matica
Correlation matrix

	B	Ba	Co	Cr	Cu	Mn	Ni	Sr	Ti
BA	0,3903								
Co	0,4236	-0,0370							
Cr	0,5044	0,6285	0,1070						
Cu	0,3563	0,4518	0,3900	0,2075					
Mn	-0,1355	-0,2256	0,1490	-0,2969	0,1981				
Ni	0,2709	-0,0178	0,6249	0,1421	0,1715	0,2353			
Sr	-0,0894	0,0457	0,2736	-0,2203	0,3913	0,4961	0,2080		
Ti	0,5680	0,4029	0,2428	0,7212	0,3585	-0,2852	0,2004	-0,1003	
V	0,4498	0,5161	0,3326	0,5292	0,4828	0,1848	0,5949	0,1319	0,3955

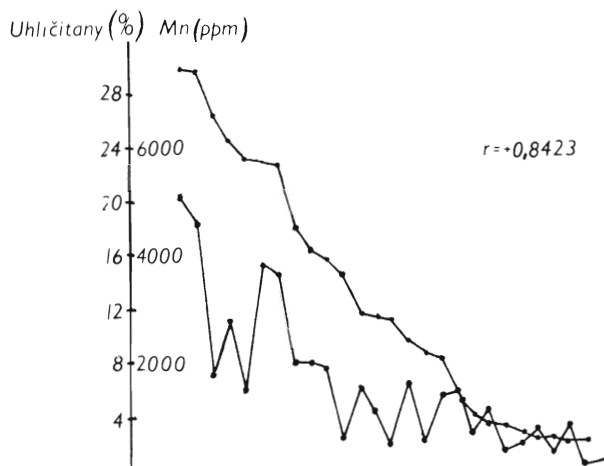


Obr. 5. Priemerný obsah prvkov v čiernych bridliciach jednotlivých magnezitových ložísk. A — Podrečany, B — Jedľovec, C — Medvedia.

Fig. 5. Mean content of elements in black shales from different magnesite deposits. A — Podrečany, B — Jedľovec, C — Medvedia.

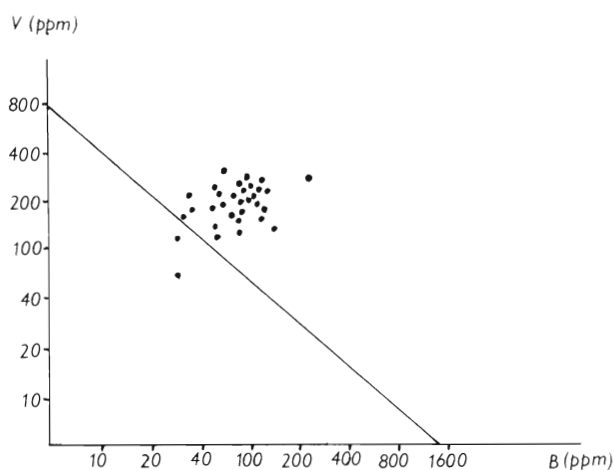
Ako geochemický indikátor prostredia sa môže využívať dvojica stopových prvkov B — V. V grafe Pottera et al. (1963), ktorý využíva túto dvojicu prvkov, body skúmaných bridlíc ležia v poli sedimentov morského pôvodu (obr. 7).

Všeobecnú rádiometrickú charakteristiku skúmaných čiernych bridlíc a jej porovnanie s podobnými



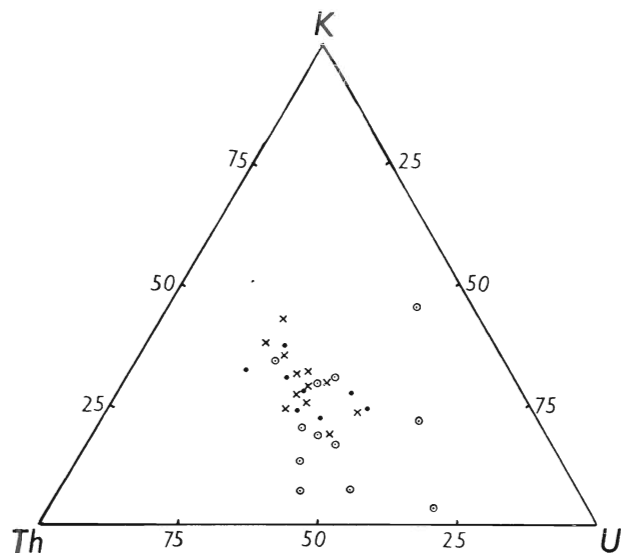
Obr. 6. Graf klesajúceho obsahu uhličitánov v pomere k obsahu Mn v čiernych bridliciach.

Fig. 6. Diagram of decreasing content of carbonates in relation to the Mn content in black shales.



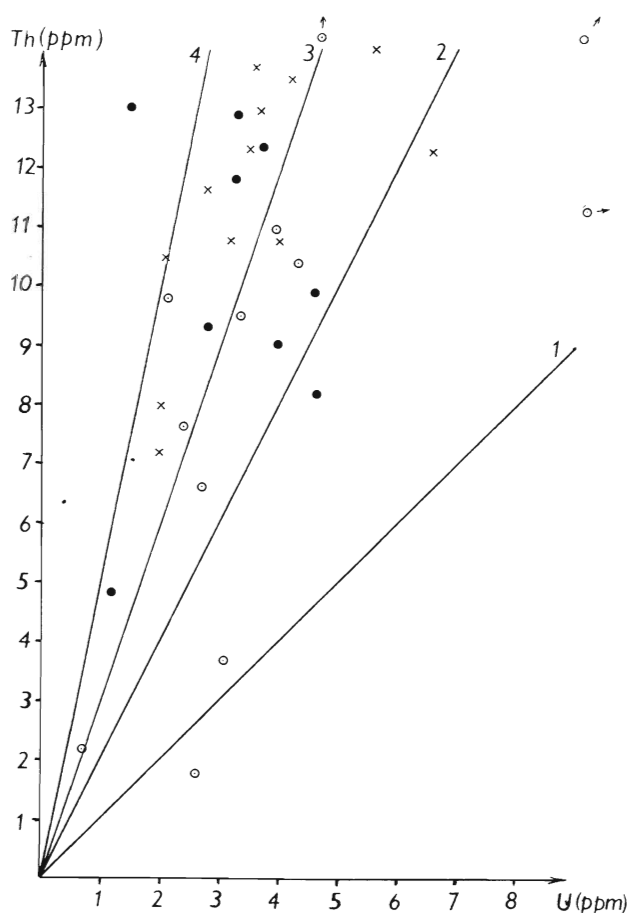
Obr. 7. Graf rozdielov v obsahu B a V (Potter et al., 1963) s vyneseními hodnotami skúmaných čiernych bridlíc.

Fig. 7. Diagram of differences in the B and V content (Potter et al., 1963) with registrated values of investigated black shales.



Obr. 8. Graf urán — thórium — draslík s vyneseními hodnotami skúmaných čiernych bridlíc. Vzorky označené krúžkom sú z lokality Bankov-Medvedia, krížik označuje vzorky z lokality Podrečany, krúžok s bodkou vzorky z lokality Jedľovec.

Fig. 8. Uranium — thorium — potassium diagram with registered values of investigated black shales. Samples marked with small rings are from the Medvedia locality, samples marked with crosses are from the Podrečany locality, samples marked with small rings and dot are from the Jedľovec locality.



lokalitami udávame v tab. 4, 5 a na obr. 5 a 8. Z hľadiska distribúcie rádioaktívnych prvkov sa ako najpestrejšia lokalita javí Jedľovec, kde pozorovať zvýšené uplatnenie sa U na úhrnnej rádioaktivite hornín. Pri celkovej vyrovnanosti priemerných obsahov rádioaktívnych prvkov ($Th = 9,1 - 12,4$ ppm, $U = 3,0 - 4,1$ ppm, $K = 2,0 - 3,1$ %) pozorovať priamu závislosť obsahu Th a U na K. Zvýšenie K v poradí Jedľovec — Medvedia — Podrečany vedie aj k zvýšeniu Th a U, takže podiel jednotlivých prvkov na celkovej rádioaktivite hornín ($Th = 38$ %, $U = 35$ %, $K = 27$ %) sa vzácnne vyrovnáva (obr. 8) a zachováva sa pomer $Th/U = 3$ (obr. 9).

Záver

Pre skúmané čierne bridlice je typická pestrá uhličitanová mineralizácia. Okrem kalcitu, ale najmä dolomitu bola v študovaných magnezitových ložiskách v čiernych bridliciach dokázaná aj prítomnosť sideritu. Výnimočne sa v bridliciach vyskytuje i magnezit. Podľa obsahu uhličitanov a chemického zloženia, ale tiež podľa hodnôt absolútnych obsahov a rozptylu stopových a rádioaktívnych prvkov možno v súbore skúmaných bridlíc vyčleniť niekoľko typov. Do akej miery a ako jednotlivé typy vyčlenené na základe uvedených údajov súvisia, bude predmetom ďalšieho výskumu.

Čierne bridlice magnezitových ložísk karbónu gemerika svojím chemickým zložením a obsahom stopových prvkov zodpovedajú pelitom morského pôvodu a možno ich zaradiť do detriticko-uhľikatej formácie. Vzájomný pomer rádioaktívnych prvkov, ako aj ich absolútne hodnoty tiež poukazujú, že terigénny pôvod skúmaných čiernych bridlíc je najpravdepodobnejší. Genetická interpretácia uhličitanov, najmä sideritu, bude mať zrejme značný význam aj pri hodnotení vzniku magnezitových ložísk.

Literatúra

- Cambel, B., Khun, M. 1979: Distribúcia a korelácia stopových prvkov v čiernych bridliciach Malých Karpát. *Miner. slov.*, 11, 507—520.
- Hovorka, D., Méres, Š., Spišák, J., Turan, J., Turanová, L. 1986: Rudňany, Demag — XIII. horizont. *Manuskript — GÚ PF UK Bratislava*, 1—355.
- Jeřemova, S. V., Stafějev, K. G. 1985: Petrochimičeskije metody issledovaniya gornych porod. *Moskva, Nedra*, 510 s.
- Khun, M. 1986: Geochemická charakteristika čiernych bridlíc slovinsko-gelnického rudného poľa. *Manuskript — PF UK Bratislava*, 49 s.

Obr. 9. Korelačný vzťah Th k U v čiernych bridliciach magnezitových ložísk. Označenie vzoriek z jednotlivých lokalít ako na obr. 8. Fig. 9. Correlation of Th and U in black shales of magnesite deposits. Specification of samples from different localities see in Fig. 8.

- Kukal, Z. 1988: Proč a jak sedimentují černé břidlice? *Geol. Průzkum*, 2, 44—46.
- Levetthal, J. S., Hosterman, J. W. 1982: Chemical and mineralogical analysis of devonian blackshale samples from Martin County, Kentucky; Carroll and Washington Counties, Ohio; Wise County, Virginia; and Overton County, Tennessee, USA. *Chem. Geol., Amsterdam*, 37, 239—264.
- Potter, P. E., Shimp, N. F., Witters, J. 1963: Trace elements in marine and fresh-water argillaceous sediments. *Geochim. cosmochim. Acta*, 27, 669—694.
- Sobolev, R. N., Feldman, V. I. 1984: Metody petrochemických peresčtov gorných porod i mineralov. *Moskva, Nedra*, 1—223.
- Turan, J., Vančová, L. 1979: Bridlice magnezitových ložísk v karbóne Spišsko-gemerského rudohoria. *Miner. slov.*, 11.
- Turan, J., Turanová, L. (v tlači): Čiastková správa za výskumnú úlohu II—4—4/03. *Manuskript, GÚ PF UK Bratislava*.

Carbonates and geochemistry of black shales of the magnesite deposits in Carboniferous of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

In the previous paper (Turan, Vančová, 1979) we have stated the basic characteristic of shales from the magnesite deposits in Carboniferous of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., their mode of occurrence and their mineral composition. Submitted paper follows this work and it is focused, above all, on the investigation of carbonates, mainly siderite, investigation of their chemical composition and content of trace elements including thorium and uranium.

The classification of investigated shales with black shales is problematic, because the content of C_{org} ranged at the bottom boundary or it is even below it (Tab. 1).

Investigated shales practically always contain carbonate minerals. Their quality and abundance is very variable (Tab. 2). Dolomite is, as a rule, the most abundant carbonate. Shales also contain calcite in numerous cases. Up to the present magnesite has been found only in the Medvedia deposit.

The presence of siderite in black shales was considered as an exception than a rule (Turan, Vančová, 1979). However, it turned out that siderite is regionally spread. Its abundance in shales is very low, it is not higher than 1—2 % as a rule (Tab. 2, 3). Further we have ascertained the spatial dependence of certain carbonate minerals on certain accompanied silicate minerals. Siderite occurs only in those shales, in which sericite has a dominant position. Dolomite is mainly present in association with chlorites.

For the evaluation of the chemical composition of shales we have used diagrams by Simonen (Fig. 1), Predovski (Fig. 2), Ronov (Fig. 3) and Jefremova, Stafejev (Fig. 4).

Basic statistical characteristics of trace elements are given in Tab. 4, including Th and U. Average contents of trace elements in shales from each deposit of magnesite are compared in Fig. 5. Shales as a set are compared with

shales from other localities in Tab. 5. Correlation connections between elements can be seen from correlation matrix (tab. 6).

In further stage of research we investigated the binding of trace elements on carbonates. Constructed diagrams show a distinct positive correlation of Mn with carbonates (Fig. 6). No dependence between carbonates and other elements was ascertained. The binding of trace elements on C_{org} has not been evaluated up to now for the lack of data.

As a geochemical indicator of environment we have used diagram by Potter et al. (1963), which uses a pair of elements B — V (Fig. 7).

The Jedlovce locality appears the most variegated one from the point of view of the distribution of radioactive elements, where the increased influence of U on the total radioactivity of rocks can be seen. A direct dependence of the Th and U contents on the K content can be seen at the general uniformity of the average contents of radioactive elements (Th = 9.1—12.4 ppm, U = 3.0—4.1 ppm, K = 2.0—3.1 %). The increase of K in succession Jedlovce—Medvedia—Podrečany leads to the increase of Th and U. This fact thus conducts to the rare uniformity of proportions of individual elements on the total radioactivity of rocks (Th = 38 %, U = 35 %, K = 28 %, Fig. 8). and to the conservation of the Th/U ratio (Th/U = 3, Fig. 9).

It turns out that it can be possible to define several types of shales in the set of investigated rocks, not only according to the content of carbonates and their chemical composition, but according to the absolute content and dispersion of trace and radioactive elements as well.

Investigated shales correspond to pelites of the marine origin and they can be classified with detrital-carbonaceous formation.

RECENZIA

W. Kramer: **Magmengenetische Aspekte der Lithosphärenentwicklung.** Podtitul: Geochemisch-petrologische Untersuchung basaltoider variszischer Gesteinsformationen sowie mafischer und ultramafischer Xenolithe in nordöstlichen Zentraleuropa. Verlag Akademische Verlag, Berlin, 1988 v sérii Schriftenreihe für Geologische Wissenschaften č. 26

Autor práce Wolfgang Kramer je pracovníkom Zentralinstituts für Physik der Erde akademie vied NDR v Potsdame. V podstate počas celej svojej odbornej činnosti sa zaoberá problematikou látkovej náplne formácií bazitov variscika územia NDR a priľahlých oblastí. Recenzovaná práca predstavuje syntézu látkovej náplne a z nej vyplývajúcich geotektonických a petrogenetických aspektov problematiky, pričom sa pokúša o generalizovanie zistených skutočností v globálnom rozsahu.

Po úvodnej kapitole, v ktorej sa rozoberá problematika látkových vývojových trendov a evolučných fáz litosféry a vzťahu bazaltických tavenín a plášťového peridotitu, autor podrobne opísal metodiky stanovenia látkového zloženia študovaných magmatických hornín. V rozsiahlej 3. kapitole „Porovnávací látková definícia vybraných variských bazaltoidných horninových sérií“ je uvedená geologická situácia a stupeň poznania bazaltoidných horninových sérií variscika, ktoré ďalej charakterizuje. Diskutované a vyhodnotené sú: a) iniciality synklinória Vogtlandu, b) dolerity lužickej antiklinálnej zóny, c) bazaltoidné subsekvity saxothuringika a d) olivinické tholeiity severonemecko-poľskej nížiny. Na uvedenú problematiku nadväzuje problematika látkovej variability peridotitových a gabrových xenolitov terciérnych bazaltov Saska (kap. 5). Ešte pred touto kapitolou je zhrnutá problematika (kap. 4) korelačného štúdia kontinentálnych a oceánskych bazito-

vých formácií. Logickým záverom študovanej problematiky je rozsiahla diskusia zistení autora, ich konfrontácia s existujúcimi predstavami a závery práce. Monografia obsahuje krátke anglické a ruské resumé.

Práca W. Kramera len dokumentuje, resp. zvyrazňuje význam poznania látkovej náplne produktov bazického vrchnoplášťového vulkanizmu pre pochopenie procesov formovania kontinentálnej litosféry (kôry) na jednej, ale aj globálnych tektonických procesov v nej na druhej strane.

V krátkej recenzii nie je možné zhodnotiť využitie 240 originálnych analýz hornín, 120 stanovení vybraných stopových prvkov inkl. prvkov skupiny vzácnych zemín, pričom okrem tabelárnej prezentácie (24 tabuliek) analytických údajov v práci je 35 v prevažnej väčšine vysokofunkčných diskriminačných diagramov a zobrazení, ktoré spolu s jednoznačne formulovaným textom práce poskytujú ucelený obraz o riešenej problematike.

V anglicky publikovanej odbornej literatúre sa dnes už len zriedkavo stretávame s názvami typu „synklinála“ či „synklinorium/antiklinorium“, ale aj so Stilleho názvami ako „iniciality“, „subsekvity“ a i. Aj keď sa už nepoužívajú, čitateľ im takmer všetkým rozumie. Tí čitatelia, ktorí prichádzajú do styku s odbornou literatúrou písanou po nemecky, si už väčšinou zvykli (i keď pravdepodobne vo väčšine prípadov s tým nesúhlasia), že po nemecky píšúci autori zužujú „strednú Európu“ v podstate na geografickú oblasť s nemčinou ako úradným jazykom. Tieto a prípadné ďalšie diskutabilné aspekty či výhrady nemôžu zotrieť celkovo dobrý dojem z monografie W. Kramera. Zadovážiť si ju a trochu v nej listovať odporúčame všetkým záujemcom o „veľkú“ geológiu, resp. záujemcom o genetické aspekty bazického vulkanizmu, a to bez ohľadu na jeho geotektonické pozadie.

D. Hovorka

Petrochémia paleozoických metabazitov z oblasti Rudňan

SILVESTER PRAMUKA

Geologický prieskum, š. p., Markušovská cesta, 052 40 Spišská Nová Ves

(Doručené 8. 9. 1988)

Petrochemistry of Paleozoic metabasites of the Rudňany area (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia)

Basic eruptives in the Rudňany Ore District are represented either by metabasalt and basalt metapyroclastics altered in green schist facies conditions or by amphibolite metamorphosed under epidote amphibolite facies conditions. According to the distribution pattern of main elements, the rocks have been affected by spilitisation as well however metabasalts and metapyroclastics create a uniform group. On the base of their plots into Pearce's diagrams, the Lower Paleozoic metabasites represent mid ocean ridge basalts whereas basic rocks of Carboniferous age are oceanic island basalts.

Úvod

V ložiskovej oblasti Rudňan vystupujú metabazity dvoch metamorfických facií. Zelené bridlice sú zastúpené metabazaltmi a bazaltovými metapyroklastikami. Vystupujú vo vulkanicko-sedimentárnom súvrství karbónu. Polohy metabazitov sa tu striedajú s polohami tmavých fylitov s organickou hmotou. Metamorfity amfibolitevej faciie reprezentujú amfibolity, ktoré sa striedajú s polohami amfibolických a biotitických rúl. Tvoria náplň klátovského príkrovu (Hovorka et al., 1984), ktorý v sledovanom území vystupuje v tesnom podloží karbónu.

Metabazity Rudňan sa v prácach mnohých autorov opisujú ako diabázy (Kamenický, Marková, 1957), neskôr ako metabazalty (Hovorka, 1982; Pramuka in. Hrušovský, 1986; Komoňová in. Hrušovský, 1987). Metamorfity amfibolitevej faciie boli v minulosti označované ako gabrodiority (Mandáková et al., 1971), neskôr ako ruly a amfibolity (Hovorka et al., 1979; Hovorka, Spišiak, 1984; Spišiak, Hovorka, 1985).

V jednotlivých horninových typoch sme vyčlenili súbory hydrotermálne nealterovaných hornín. Použili sme chemické analýzy uvedené v prácach vyššie uvedených autorov. Z jednotlivých súborov sme vypočítali základné štatistické hodnoty, z ktorých stredná hodnota, smerodajná odchýlka a koeficient variácie sú uvedené v tab. 1.

Petrografická charakteristika metabazitov

Metabazalty sú celistvé, drobnozrnné horniny zele-

nej farby. Majú lepidogranoblastickú až granolepidoblastickú štruktúru, zvyšky pôvodných štruktúr sú zachované iba zriedkavo. Podľa minerálneho zloženia môžeme rozlíšiť dva typy:

— s chloritom:

$\text{Chl} + \text{Qtz} + \text{Alb} \pm \text{Ms} + \text{akcesórie};$

— s chloritom a epidotom, miestami nachádzame i aktinolit:

$\text{Chl} + \text{Qtz} + \text{Alb} + \text{Ep} \pm \text{Act} + \text{akcesórie}.$

Akcesoricky v nich vystupuje ilmenit, leukoxén, pyrit, hematit, karbonát. Zriedkavo v metabazaltoch nachádzame výrazné zrná staršieho, sericitizovaného a albitizovaného plagioklasu. Epidot tvorí drobné zrnká rozptýlené v hornine. Ojedinele nachádzame i niekoľko centimetrov hrubé polohy tvorené veľkými zrnami epidotu, chloritu a kalcitu. Aktinolit tvorí ihličky so svetlozeleným pleochroizmom.

Bazaltové metapyroklastiká sú podobného charakteru, sú výrazne usmernené, pozorujeme v nich striedanie sa polôh rôzneho minerálneho zloženia. Variety s aktinolitom vystupujú zriedkavo. Minerálne zloženie jednotlivých polôh je takéto:

1. sericit + chlorit, polohy sú často sprehýbané; 2. kremeň + chlorit + epidot, epidot miestami tvorí až 40 % objemu polohy; 3. epidot + chlorit + aktinolit + kremeň; 4. chlorit + sericit + kremeň; 5. kremeň + karbonát + plagioklas + epidot; 6. kremeň + albit + chlorit; 7. kremeň + karbonát s malým množstvom sericitu a chloritu.

Pozorujeme teda horniny i so sedimentárnymi polohami. Zastúpenie jednotlivých polôh v hornine značne kolíše. Pozorujeme časté striedanie dvoch

TAB. 1
Štatistická charakteristika jednotlivých horninových typov metabazitov Rudňan
Statistical characteristics of single metabasite types in the Rudňany area

	Amfibolit			Metabazalt			Bazaltové metapyrokl.		
	x	s	v	x	s	v	x	s	v
SiO ₂	48,23	3,389	7,02	45,91	3,922	8,54	46,60	5,418	11,62
TiO ₂	1,59	0,525	32,98	1,93	0,643	33,38	1,65	0,628	37,93
Al ₂ O ₃	14,13	1,321	9,35	15,19	1,920	12,64	15,51	1,739	11,34
Fe ₂ O ₃	3,26	2,499	76,32	3,86	2,176	71,79	3,65	1,601	43,79
FeO	8,46	1,626	19,20	7,85	2,760	34,88	6,78	1,896	26,94
MnO	0,43	1,292	299,97	0,20	0,700	34,67	0,16	0,052	31,01
MgO	7,55	1,957	25,90	5,87	1,934	25,11	5,95	1,695	28,48
CaO	8,10	2,193	27,04	7,34	2,448	33,35	7,13	2,842	39,84
Na ₂ O	2,58	0,379	14,69	3,43	1,172	34,16	4,04	1,184	29,06
K ₂ O	0,91	0,675	73,85	0,65	0,665	101,12	0,56	0,523	93,29
P ₂ O ₅	0,16	2,136	40,39	0,21	0,137	62,85	0,17	0,111	63,63
H ₂ O ⁺	4,48	2,136	47,67	6,54	3,528	54,05	6,51	2,868	44,00
n	25			16			21		

x — stredná hodnota, s — smerodajná odchýlka, v — koeficient variácie, n — počet analýz

— troch polôh, zriedkavo ich vystupuje viac. Horniny s väčším podielom sedimentárnej zložky boli z ďalšieho spracovania vylúčené.

Amfibolity sú drobnozrnné až strednozrnné, celistvé, masívne, tmavozelených farieb. Majú nematoblastické štruktúry, ich minerálne zloženie je takéto:

Aph + Plg ± Chl ± Qtz ± Tnt + akcesórie.

Akcesoricky v nich vystupuje apatit, pyrit, ilmenit, leukoxén a granát. Amfibol často uzatvára drobné zrnká kremeňa a plagioklasu, plagioklas uzatvára zrnká kremeňa. Plagioklas býva často sericitizovaný a sauseritizovaný.

V amfibolitoch dochádzalo k retrográdnym zmenám, ktoré sa prejavujú vznikom zoisitu, albitu, vznikom svetlozelených aktinolitických lemov na zrnách amfibolov.

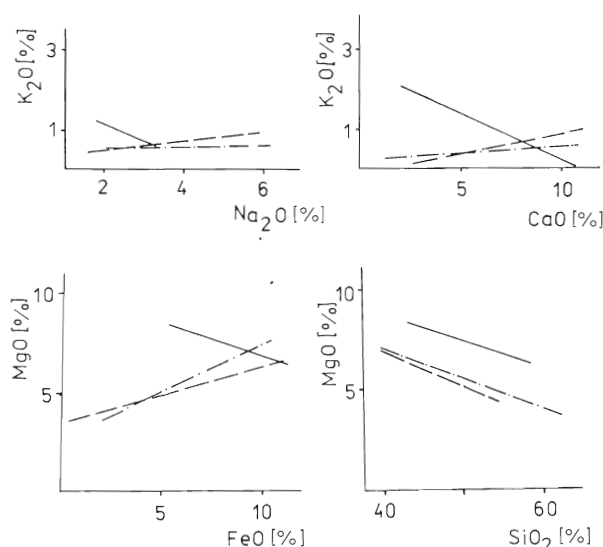
Chemická charakteristika metabazitov

Z jednotlivých horninových typov boli vyrátané základné štatistické hodnoty. V stredných hodnotách jednotlivých oxidov pozorujeme iba malé rozdiely medzi metabazaltom a bazaltovým metapyroklastikom. Väčšie rozdiely sú medzi týmito typmi a amfibolitmi. V amfibolitoch pozorujeme zvýšenie obsahu SiO₂, FeO, MgO, CaO, zníženie obsahu Na₂O a CO₂. Pri niektorých prvkoch pozorujeme výrazný relatívny rozptyl hodnôt vyjadrený koeficientom variácie, ktorý nadobúda vyššie hodnoty pri FeO, Na₂O, K₂O, v amfibolitoch aj pri MnO. Tieto rozdiely sú spôsobené zmenami pri vzniku hornín, zvetrávaním a metamorfózou.

Na obr. 1 sú znázornené vypočítané regresné priamky niektorých dvojíc oxidov. Aj tu pozorujeme, že regresné priamky metabazaltov a bazaltových metapyroklastík majú zhodné trendy. V metabazitoch pozorujeme záporné korelácie medzi SiO₂ a MgO vo všetkých typoch hornín, pričom amfibolity majú obsah MgO zvýšený. Podobný charakter majú i korelácie medzi SiO₂ a FeO. Záporné korelácie týchto prvkov svedčia o vystupovaní kremíka vo forme kremeňa i v silikátoch. Obsah kremeňa má v nich premenlivé zastúpenie. V dvojiciach Na₂O: K₂O, CaO: K₂O a CaO: Na₂O pozorujeme nízke kladné korelácie medzi zelenými bridlicami a nízke záporné korelácie medzi amfibolitmi.

Taktiež medzi FeO a MgO pozorujeme kladné korelácie v zelených bridliciach a zápornú koreláciu v amfibolitoch. Záporná korelácia týchto oxidov svedčí o izomorfnom zastupovaní týchto prvkov v Fe-Mg mineráloch (amfibol). Kladné korelácie týchto prvkov v zelených bridliciach svedčia o vystupovaní chloritu s približne stálym pomerom FeO/MgO, pričom jeho podiel v hornine kolíše.

Medzi jednotlivými súbormi sme urobili test významnosti pre strednú hodnotu a pre rozptyl. Pri obidvoch testoch sme zvolili hladinu významnosti $\alpha = 0,05$. Nezistili sme významné rozdiely medzi obsahmi prvkov v metabazaltoch a bazaltových metapyroklastikách okrem FeO v teste významnosti pre rozptyl. Pri testovaní dvojice zelená bridlica — amfibolit sme zistili významné rozdiely pre strednú hodnotu v prvkoch Al₂O₃, FeO, MnO, Na₂O, P₂O₅, H₂O⁺ a pri teste významnosti pre rozptyl v prvkoch SiO₂, Fe₂O₃, FeO, MnO, Na₂O, P₂O₅, H₂O⁺. Na základe



Obr. 1. Vypočítané regresné priamky niektorých dvojíc oxidov metabazitov Rudnians. Plná čiara — amfibolit, čiarkovane — metabazalt, bodkočiarkovane — bazaltové metapyroklastikum.
Fig. 1. Regression lines of some oxide pairs in metabasites of the Rudnians area. Full line is amphibolite, dotted line refers to metabasalt and stippled line indicates metapyroclastics.

týchto testov a charakteru regresných priamok usudzujeme, že chemizmus metabazaltov a metapyroklastík je zhodný, a preto tieto horniny budeme považovať za chemicky jednotnú skupinu. Keďže nie sú významné rozdiely v obsahoch jednotlivých kyslíčnikov týchto hornín, sedimentárna prímies vo vybraných vzorkách nemá vplyv na zloženie horniny, podiel sedimentárnej zložky v metapyroklastikách vybraného súboru nie je podstatný.

Na vyjadrenie rozdielov medzi jednotlivými analyzovanými súbormi hornín sme použili diagram $\text{MgO} : \text{FeO} : \text{Al}_2\text{O}_3/2 : 2 \times \text{Na}_2\text{O}$ (obr. 2). V diagrame sa jasne vyčlenili polia amfibolitov a zelených bridlic. Jednotlivé polia oddeľuje spojnice vrcholov $\text{FeO} - 2 \times \text{Na}_2\text{O}$. Pole amfibolitov je pomerne úzke, je posunuté smerom k vrcholu MgO . Pole zelených bridlic má výrazne predĺžený tvar v smere spojnice $\text{FeO} - 2 \times \text{Na}_2\text{O}$. Posun poľa nad deliacu líniu poukazuje na zvýšený podiel Al v štruktúre silikátov zelených bridlic — chloritov. Taktiež značný vplyv na zloženie hornín má albitizácia — posun poľa k vrcholu $2 \times \text{Na}_2\text{O}$. V amfibolitoch vystupujú bázickejšie plagioklasy, a preto predĺženie poľa amfibolitov v tomto smere nie je až také výrazné.

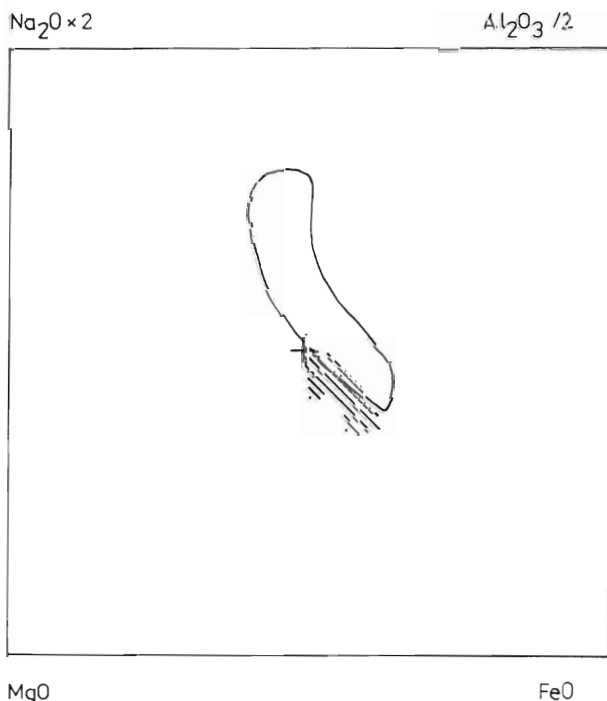
Metabazity a nepremenené bazaltové horniny sme porovnali v diagrame $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{MgO}/10 : \text{SiO}_2/100$ (obr. 3). V diagrame je vyčlenené pole nemetamorfovaných bazaltov. Pozorujeme posun poľa amfibolitov a zelených bridlic do oblasti alterovaných hornín. Iba časť vzoriek zostáva v poli nealterovaných vulkanitov. Metamorfity si v diagrame oproti neme-

tamorfovaným bazaltom zachovávajú rovnaký obsah SiO_2 voči ostatným použitým prvkom. Metamorfózou sa projekčné body metamorfítov posunuli k vrcholu MgO .

V metamorfitoch vystupujú karbonáty so slabým pseudopleochroizmom, karbonáty s vyšším podielom Mg, resp. Fe. Posun poľa metamorfítov si môžeme vysvetliť slabou karbonatizáciou. Vystupovanie kalcitu by jednotlivé polia posunulo k vrcholu diagramu $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$.

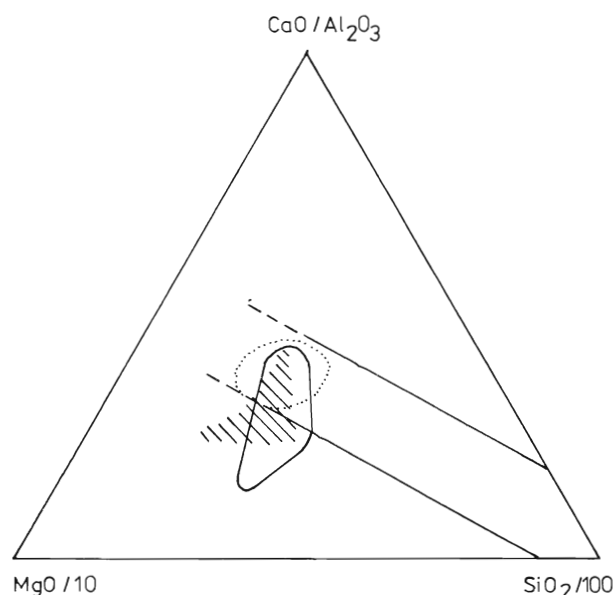
Charakter zmien bazaltov môžeme dokumentovať zmenou obsahu niektorých prvkov (Pearce, 1976; Floyd, 1976). Oproti stredným hodnotám rôznych typov bazaltov (údaje podľa Dobrecova, 1981) pozorujeme vyšší obsah Na_2O , svedčiaci o spilitizácii týchto hornín. Avšak zníženie obsahov SiO_2 , MgO , $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ v priemerných analýzach svedčí o subakvatickom zvetrávaní.

Floyd (1976) použil na charakteristiku týchto zmien diagram $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} : \text{H}_2\text{O}^+$ (obr. 4). Vyčlenil v ňom trendy spilitizácie a subakvatického zvetrávania. Pozorujeme, že polia metabazitov Rudnians dodržiavajú trend spilitizácie. Floyd (l. c.) študoval tholeitické i vápenato-alkalické horniny. V tholeitických horninách pozoroval zvýšený obsah H_2O^+ . Pole tholeitov podľa tohto autora vpadá medzi krivky charakterizujúce jednotlivé typy zvetrávania. Polia metabazitov Rudnians sa zhodujú s polom tholeitických



Obr. 2. $\text{MgO} : \text{FeO} : \text{Al}_2\text{O}_3/2 : 2 \times \text{Na}_2\text{O}$ diagram metabazitov Rudnians. Plná čiara — zelené bridlice, šrafované — amfibolity.

Fig. 2. $\text{MgO} : \text{FeO} : \text{Al}_2\text{O}_3/2 : 2 \times \text{Na}_2\text{O}$ plot of metabasites from Rudnians. Full line indicates green schist grade and hachured area amphibolite grade rocks.



Obr. 3. $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$: $\text{MgO}/10$: $\text{SiO}_2/100$ diagram (Schweitzer, Kröner, 1985). Priamky — pole nealterovaných vulkanitov, bodkované — pole nepremených bazaltov (údaje podľa Dobrecova, 1981), plná čiara — zelené bridlice, šrafované — amfibolity.

Fig. 3. $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$: $\text{MgO}/10$: $\text{SiO}_2/100$ plot (Schweitzer, Kröner, 1985). Lines border unaltered volcanite, stippled area indicates unaltered basalt (data from Dobretsov, 1981). Full line — green schists, hachured — amphibolite.

metamorfitov vyčlenenom týmto autorom. V zelených bridliciach oproti amfibolitom pozorujeme zvýšený obsah H_2O^+ , tieto hodnoty majú v zelených bridliciach i väčší rozptyl.

Tholeiitický charakter študovaných hornín pozorujeme i na obr. 5. Iba malá časť hornín vpadá do oblasti vápenato-alkalických hornín. V diagrame pozorujeme čiastočné prekryvanie sa polí amfibolitov a zelených bridlíc. Pole amfibolitov striktné dodržiava trend abysálnych tholeiitov, v zelených bridliciach pozorujeme menšie odchýlky od tohto trendu.

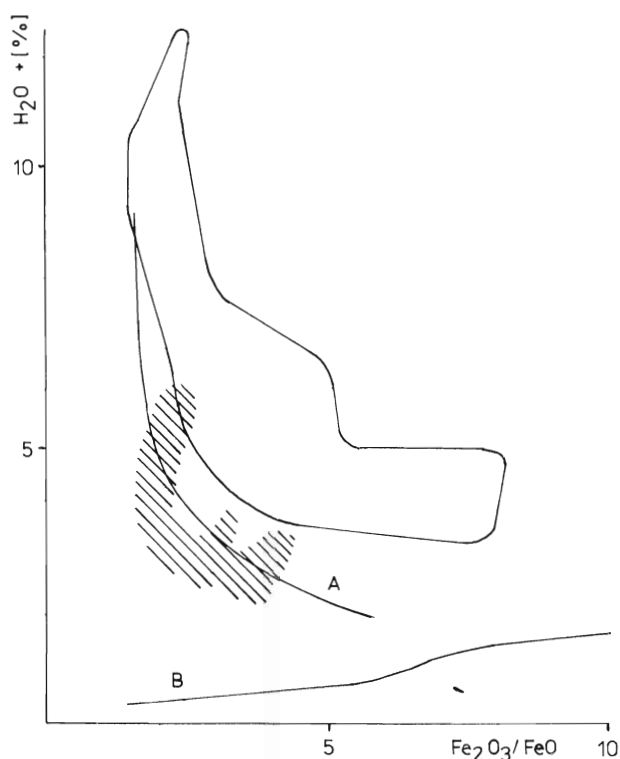
Rôzne typy bazaltov štatisticky spracoval Pearce (1976). Na diskrimináciu jednotlivých typov použil faktorovú analýzu. Určil tieto diskriminačné funkcie:

$$F_1 = 0.0088 \text{ SiO}_2 - 0.0744 \text{ TiO}_2 + 0.102 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.0066 \text{ FeO} - 0.0017 \text{ MgO} - 0.0143 \text{ CaO} - 0.0155 \text{ Na}_2\text{O} - 0.0007 \text{ K}_2\text{O}$$

$$F_2 = -0.013 \text{ SiO}_2 - 0.0185 \text{ TiO}_2 - 0.0129 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.0134 \text{ FeO} - 0.03 \text{ MgO} - 0.0204 \text{ CaO} - 0.0481 \text{ Na}_2\text{O} + 0.0725 \text{ K}_2\text{O}$$

$$F_3 = -0.021 \text{ SiO}_2 - 0.0532 \text{ TiO}_2 - 0.0361 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.0016 \text{ FeO} - 0.031 \text{ MgO} - 0.0237 \text{ CaO} - 0.0614 \text{ Na}_2\text{O} - 0.0289 \text{ K}_2\text{O}$$

Autor použil tieto funkcie na diskrimináciu metamorfovaných bazaltov, pričom ako príklad použil meta-



Obr. 4. $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} : \text{H}_2\text{O} +$ diagram (Floyd, 1976): A — s vyčleneným trendom spilitizácie podľa Cann (1969), B — s trendom podmorského zvetrávania podľa Miyashiro et al. (1969). Šrafované — amfibolity, plná čiara — zelené bridlice.

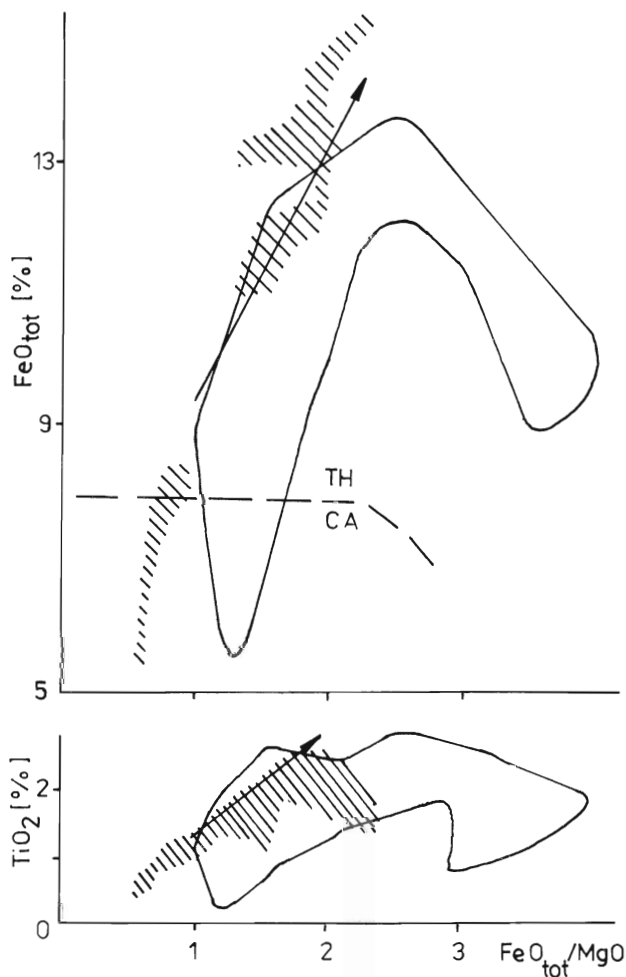
Fig. 4. $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} : \text{H}_2\text{O} +$ plot (Floyd, 1976). A — with the spilitization trend according to Cann (1969), B — with ocean floor weathering according to Miyashiro et al. (1969). Hachured — amphibolite, full line — green schists.

morfované bazalty oceánskeho dna. Do príslušného poľa padlo 93 % použitých analýz metamorfovaných bazaltov tohto typu.

Pri použití diskriminačných funkcií F_1 a F_2 (obr. 6) pozorujeme, že projekčné body amfibolitov a zelených bridlíc Rudnians vpadajú do polí vnútroplatinových bazaltov, bazaltov oceánskeho dna a do poľa vápenato-alkalických bazaltov a bazaltov ostrovných oblúkov. Na vyčlenenie posledne menovaných bazaltov sme použili funkcie F_2 a F_3 . Pri použití týchto funkcií projekčné body vpadli do poľa tholeiitov ostrovných oblúkov.

Polia metabazitov v uvedených diagramoch majú veľkú variačnú šírku. Na základe tohto diagramu by sme mohli usudzovať, že v študovanej oblasti došlo k výraznej zmene tektonického režimu, pričom tieto zmeny sú zhodné pre zelené bridlice aj pre amfibolity, čo by svedčilo o ich zhodnom priestorovom vývoji. Tieto zmeny by museli prebehnúť v krátkom časovom intervale, čo je málo pravdepodobné. Percentuálne zastúpenie projekčných bodov vpadajúcich do vyčlenených polí:

	amfibolit	zelená bridlica
vnútroplatňové bazalty (WPB)	52 %	43 %
tholeiity ostrovných oblúkov (IAT)	29 %	21 %
bazalty oceánskeho dna (OFB)	10 %	36 %



Obr. 5. $\text{FeO}_{\text{tot}} : \text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ a $\text{TiO}_2 : \text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ diagramy. TH — pole tholeiitov, CA — pole vápenato-alkalických bazaltov, šrafované — pole amfibolitov, plná čiara — pole zelených bridlíc. Šípkou je naznačený trend tholeiitov oceánskeho dna.

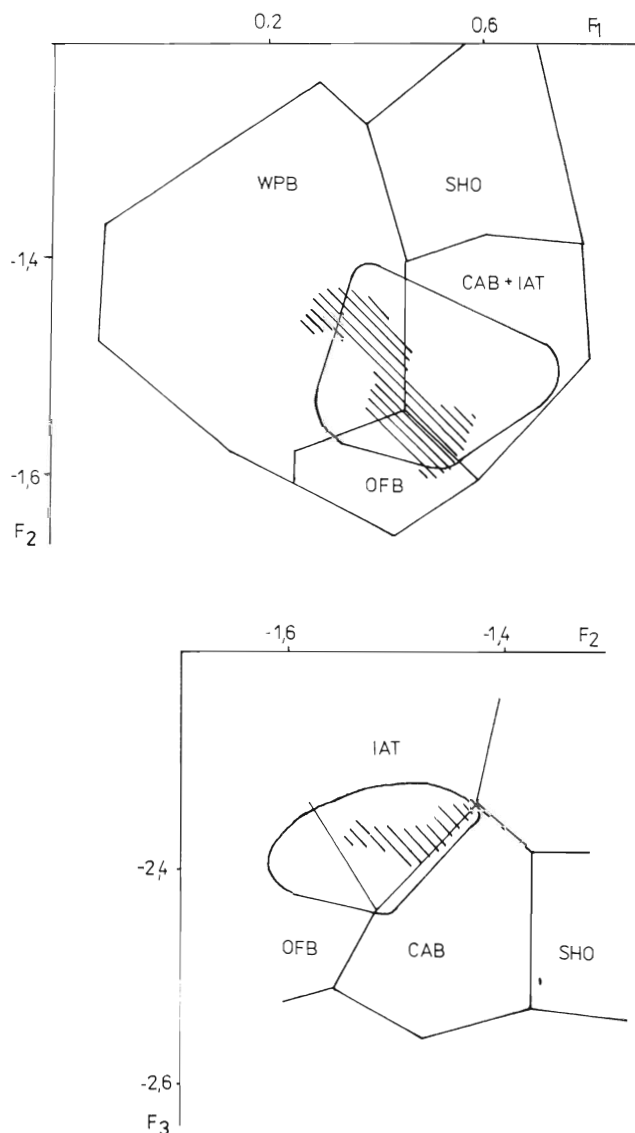
Fig. 5. $\text{FeO}_{\text{tot}} : \text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ and $\text{TiO}_2 : \text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ plots.

TH — tholeiite, CA — calc-alkaline basalt, hachured — amphibolite, full line — green schists. The arrow indicates the OFB trend.

Hovorka (1981) in Hurný (1982) považuje amfibolity Rudnian za metamorfované tholeiity oceánskeho dna. Avšak do poľa bazaltov oceánskeho dna v použitom diagrame vpadá iba 27 % analyzovaných

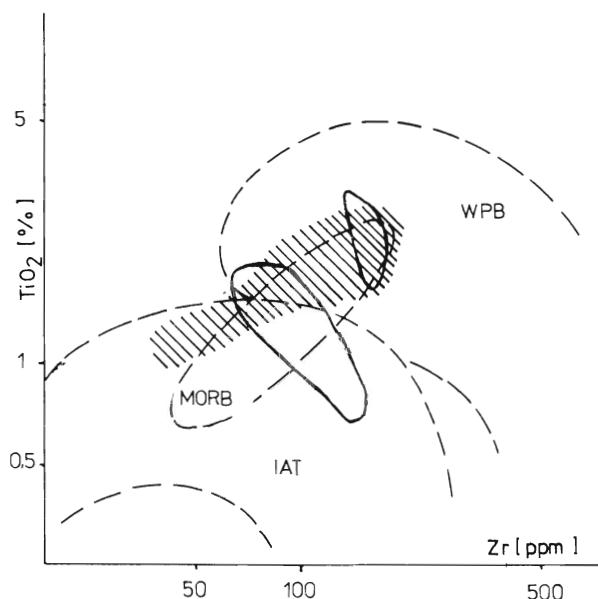
vzoriek. Pearce (1976) pri použití diagramov uvádza, že pri zvetrávaní a spilitizácii dochádza k vzrastu hodnoty F_2 , avšak tento vzrast je zanedbateľný.

Vo vyčlenených súboroch sme sledovali stopové prvky na charakteristiku presnejšieho stanovenia tektonického postavenia metabazitov. Vo väčšine použitých diskriminačných diagramov zelené bridlice a amfibolity vytvárajú polia navzájom sa prekrývajúce, iba s malým posunom jednotlivých polí. Odlišná



Obr. 6. $F_1 : F_2$ a $F_2 : F_3$ diagramy (Pearce, 1976). Plná čiara — zelené bridlice, šrafované — amfibolity. WPB — vnútroplatňové bazalty a bazalty oceánskych ostrovov, SHO — šošonity, CAB — vápenato-alkalické bazalty, IAT — tholeiity ostrovných oblúkov, OFB — bazalty oceánskeho dna.

Fig. 6. Pearce's (1976) $F_1 : F_2$ and $F_2 : F_3$ plots. Full line — green schists, hachured — amphibolite. WPB — within plate basalt and ocean island basalt, SHO — shoshonite, CAB — calc alkaline basalt, IAT — island arc tholeiite, OFB — ocean floor basalt.



Obr. 7. Zr : TiO₂ diagram (Pearce, 1980 in Grecula, 1982). Plná čiara — zelené bridlice, šrafované — amfibolity. Vysvetlivky ako pri obr. 6.

Fig. 7. Pearce's (1980) Zr : TiO₂ plot in Grecula (1982). Full line — green schists, hachured — amphibolite. Explanations as in fig. 6.

situácia je v diagrame Zr : TiO₂ (obr. 7). Pole projekčných bodov amfibolitov sa čiastočne prekrýva s vyčleneným poľom bazaltov stredooceánskych chrbtov. Má predĺžený tvar zhodný s predĺžením vyčleneného poľa. Odlíšna je pozícia bodov zelených bridlíc, ktoré tvoria pole na hranici platňových bazaltov a bazaltov oceánskych ostrovov s poľom tholeiitov ostrovných oblúkov. Pole zelených bridlíc Rudnianskeho prieslabu naprieč vyčleneného poľa bazaltov stredooceánskych chrbtov.

Záver

Metabazity fácie zelených bridlíc z oblasti Rudnianskeho prieslabu sú po chemickej stránke zhodné. Pozorujeme však rozdiely v chemizme týchto hornín oproti amfibolitom. Na základe vyčlenených poľí opisovaných typov hornín vo variačných diagramoch nepozorujeme výrazné rozdiely v chemickej charakteristike pôvodného materiálu metabazitov. Vystupujúce malé rozdiely sú zapríčinené migráciou prvkov pri metamorfóze, ktorá má v uvedených typoch hornín rozdielnu intenzitu. Pri bazaltových metapyroklastikách nepozorujeme výrazný vplyv sedimentárnej zložky študovaných hornín na chemické zloženie horniny, sedimentárna zložka v metapyroklastikách vybraného súboru nemá veľké zastúpenie.

Na základe porovnávania jednotlivých kyslíčnikov

s nepremenými bazaltmi môžeme usudzovať, že pôvodný materiál metabazitov podľahol spilitizácii.

Tholeiitický charakter týchto hornín je zrejmy z použitých diagramov. Použitím diskriminačných funkcií podľa Floyd (1976) sme v študovanom území rozlíšili tholeiity ostrovných oblúkov, bazalty oceánskeho dna a vnútroplatinové bazalty. Na základe použitých funkcií ťažko jednoznačne stanoviť typ bazaltov, i keď väčšina projekčných bodov vpadá do oblasti bazaltov oceánskych ostrovov a platňových bazaltov. Odlíšiť postavenie amfibolitov a zelených bridlíc môžeme pomocou stopových prvkov. Amfibolity majú tholeiitový charakter, predstavujú bazalty stredooceánskych chrbtov. Posun do oblasti vnútroplatinových bazaltov na obr. 6 je spôsobený väčšou migráciou použitých prvkov v podmienkach amfibolitovej fácie. Hodnovernosť stanovenia tektonického postavenia bazaltov pomocou tohto diagramu (obr. 6) teda s rastom metamorfózy klesá.

Zelené bridlice kربónu vystupujú vo vulkanicko-sedimentárnom súvrství, v ktorom nenachádzame kyslé alebo intermediálne vulkanity. Aj keď značná časť projekčných bodov obr. 7 vpadá do oblasti bazaltov ostrovných oblúkov, usudzujeme, že tieto bazalty predstavujú bazalty oceánskych ostrovov.

Taktiež Grecula (1982) v Spišsko-gemerskom rudohorí opisuje tholeiitické bazalty stredooceánskych chrbtov a bazalty platňového typu vystupujúce v rakoveckom príkrove, čo je v súlade aj s týmito pozorovaniami.

Literatúra

- Dobrecov, N. L. 1981: Globálne petrologické procesy. *Moskva*, 234 s.
- Floyd, P. A. 1976: Geochemical variation in the greenstones of S. W. England. *J. Petrology*, 17, 4, 522—546.
- Grecula, P. 1982: Gemerikum — segment riftogénneho bazénu Paleotetidy. *Miner. slov. — Monogr.*, Bratislava, Alfa, 263 s.
- Hovorka, D., Mihalov, J., Ondrejko, K. 1979: Metamorfity amfibolitovej fácie z oblasti Rudnianskeho prieslabu. *Miner. slov.*, 11, 481—504.
- Hovorka, D., Spišiak, J. 1981: Coexisting garnets and amphiboles of metabasites from Rudniansky Area (the Paleozoic, the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., the Western Carpathians). *Miner. slov.*, 13, 509—525.
- Hovorka, D., Ivan, P., Spišiak, J. 1984: Nappe with the amphibolites in the Inner Carpathians — its position, origin and interpretation. *Miner. slov.*, 16, 73—86.
- Hudáček, J. et al. 1970: Závěrečná správa a výpočet zásob Zlatník PP (Fe, BaSO₄). *Manuskript — fond správ GP Spišská Nová Ves*.
- Hrušovský, S. et al. 1986: Závěrečná správa a výpočet zásob Rudňany — hĺbka, I. a II. žila. *Manuskript — fond správ GP Spišská Nová Ves*.
- Hrušovský, S. et al. 1987: Závěrečná správa Rudňany — 5RP — 25, obzor VP. *Manuskript — fond správ GP Spišská Nová Ves*.
- Hurný, J. 1982: Rudňany — špeciálne práce. Závěrečná správa. *Manuskript — fond správ GP Spišská Nová Ves*.
- Kamenický, L., Marková, M. 1957: Petrografické štúdium fylitovo-diabázovej série gemerid. *Geol. práce, Zoš.*, 45, 111—180.
- Mandáková, K., Drnzíková, L., Hudáček, J. 1971: Eruptívne

- horniny v rudňanskom rudnom poli a ich metasomatické produkty. *Miner. slov.*, 11, 215—230.
- Pearce, J. A. 1976: Statistical analysis of major element patterns in basalts. *J. Petrology*, 17, 1, 14—15.
- Reinmann, C., Stumpf, E. F. 1985: Paleozoic amphibolites, Kreuzeck Mountains, Austria: chemical variations in the vicinity of mineralization. *Miner. Depos.*, 20, 2, 69—75.
- Schweitzer, J., Kröner, A. 1985: Geochemistry and petrogenesis of Early Proterozoic intercratonic volcanic rocks of the Ventersdorp supergroup, South Africa. *Chem. Geol.*, 51, 265—288.
- Spišiak, J., Hovorka, D. 1985: Dva typy granatických amfibolitov klátovskej skupiny (staršie paleozoikum gemerika). *Miner. slov.*, 17, 167—174.

Petrochemistry of Paleozoic metabasites of the Rudňany area (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia)

Metabasite altered in green schist and amphibolite facies conditions occurs in the Rudňany Ore District. Metabasite layers alternate here with metasediments (phyllite and gneiss). The mineral composition of metabasalt is chlorite-albite-muscovite-quartz-accessories whereas the assemblage of amphibolite is dominated by common hornblend-plagioclase-chlorite-titanite-accessories. Typical accessories of metabasalts are pyrite, ilmenite and leucoxene whereas apatite, pyrite and ilmenite are the common accessories in amphibolite.

Sets of rock samples unaffected by hydrothermal alterations have been selected for calculation of main statistical characteristics (Tab. 1). Accordingly, a separate group of basalt metapyroclastics has been outlined. However using the significance test at $\alpha = 0.05$ probability level, no significant differences have been found between mean values and dispersions for single oxides of main elements comparing green schist grade metabasalt and metapyroclastics. To the contrary, significant differences do exist for some oxides between green schist and amphibolite facies metamorphics. Also the regression lines are the same for all green schist grade rocks hence these have further been considered as a unique group for considerations of their

chemistry. The share of sedimentary admixture in volcanoclastics is hence also low.

Changes in contents of main elements during metamorphic alterations have also been tested and a distinct deviation towards the magnesium-rich edge of the plot is detectable (fig. 3). According to the behaviour of single oxides, one may assume that the respective rocks underwent spilitization as expressed by fig. 3.

Statistical values obtained from metabasic rocks have further been tested using the procedure by Floyd (1976). Plots allow to deduce the probable geotectonic position of original rock suite using main element composition. Although the originally tested rocks reveal fairly good agreement with the presumed positions, our analytical data plot into as many as three geotectonic fields, i. e. intraplate basalts (IPB), island arc tholeiites (IAT) and even ocean floor basalts (OFB); fig. 6. To the contrary of main element oxides, using trace element distribution patterns, most of analyzed rocks plot into a single field of MORB-type basalts (fig. 7).

Metabasites of the Rudňany Ore District hence belong to metamorphosed mid-ocean ridge basalts and underwent subsequent spilitization.

INFORMÁCIA

Predbežná informácia o výskyte Au-Sb mineralizácie v oblasti Rematy pri Handlovej

ALŽBETA KNÉSLOVÁ

Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť Banská Bystrica

(Doručené 4. 11. 1988)

**Preliminary information on Au—Sb mineralization occurrence in Remata area near Handlová
(Central Slovakia)**

Distinct anomalous contents of mercury, antimony, arsenic and barium have been discovered during prospection within Mesozoic carbonatic rocks along the western margin of the Kremnica Ore Field (Central Slovakian neovolcanic area near Remata). Probably, the anomalies represent, by their composition and position, indications of a disseminated gold ore (Carlin type) what has later been substantiated also by findings of small stibnite veins representing the primary ore.

V rámci geochemickej prospekcie na úlohe Kremnica-okolie sa bližšie skúmali indicie medenoporfýrovej mineralizácie na západnom okraji rudného rajónu Kremnických vrchov. Územie tvoria prevažne andezitové neovulkanické formácie kremnického vulkanického komplexu včítane intruzívneho dioritového telesa rematskej formácie. V podloží komplexu je vyvinutý centrálnokarpatský paleogén a chočské mezozoikum s prevahou dolomitických a vápencových hornín.

Pôdnometalometrické práce (línie metalometrických profilov zasahovali z priestoru nad vulkanitmi do územia budovaného mezozoikom) ukázali v prostredí nad mezozoickými karbonátmi výrazné sekundárne anomálie prvkov Hg, As, Sb, Ag a Ba kvalitatívne i kvantitatívne podstatne odlišné od sekundárnych anomálií z vulkanického prostredia indikujúcich medenoporfýrovú mineralizáciu (anomálne obsahy Cu, Mo, Zn a Ag). Anomálne obsahy týchto prvkov neskôr potvrdil i litogeochemický výskum vzoriek z odkryvov hornín, ktorým sa ukázalo, že rozpadavé dolomity chočskej tektonickej jednotky s hniezdami a zónami sekundárne silicifikovaných a limonitizovaných hornín vykazujú výrazne zvýšené obsahy Hg, As, Sb a čiastočne i Ba a Ag.

Príčina anomálie sa bližšie skúmala počas predprojektovanej prípravy nadväzujúcej úlohy Remata — Sklené. Zistilo sa, že silicifikované dolomity obsahujú výrazne zvýšený obsah Au (okolo 0,2 g/t). Rozborom dovtedy známych vyhľadávacích kritérií a príznakov sme dospeli k názoru (Knésl et al., 1988), že ide o priame vyhľadávacie príznaky

impregnačnej Au mineralizácie carlinského typu, a daná projektová úloha bola preto koncipovaná i z tohto hľadiska.

Čo sa týka vyhľadávania Au mineralizácie tohto typu, metodika a hlavný cieľ projektu spočívajú v upresnení plošného rozsahu sekundárnej anomálie predpokladanej Au mineralizácie (zahusťovacie geochemické povrchové práce), vo vyhľadaní a plošnom okontúrovaní jej primárnej aureoly (ryhy, nepravidelná sieť plytkých geochemických vrtov) a konečne vo vyhľadaní primárnej Au mineralizácie impregnačného typu (kríž šikmých protiklonných vrtov kat. do 300 m v centre primárnej aureoly).

Už strojné ryhy (vzorky sa v súčasnosti analyzujú) potvrdili očakávané predpoklady. Ryhy RSR-10 až RSR-12 zachytili v pásme SZ—JV smeru v hĺbke 2—3 m telesá silicifikovaných a limonitizovaných dolomitov vystupujúce v blízkosti SV—JZ tektonickej línie identifikovanej ryhami RSR-10 a 11. V ryhe RSR-10 sa zistili niekoľko cm mocné žilky antimonitu v mylonitizovanom dolomite, viazané na vyššie uvedené tektonickú líniu. Výskyt sa nachádza v blízkosti tektonického styku mezozoika s intruzívnymi vulkanitmi rematskej formácie. Jeho základné štruktúrne prvky smerovo zodpovedajú prochotsko-kremnickej vulkanicko-tektonickej zóne.

Je to prvý výskyt primárnej rudnej hydrotermálnej mineralizácie v tejto okrajovej časti rudného rajónu Kremnických vrchov. Jeho prospekčnú hodnotu treba posudzovať v prvom rade z hľadiska očakávanej prítomnosti Au mineralizácie carlinského typu.

Nové litostratigrafické členenie vrchného panónu a pontu v slovenskej časti viedenskej panvy

VLADIMÍR BARTEK

Geologický prieskum, š. p., geologické pracovisko, 972 71 Nováky

(Doručené 27. 4. 1988, revidovaná verzia doručená 1. 8. 1988)

New lithostratigraphic subdivision of Upper Pannonian and Pontian sediments in the Slovakian part of the Vienna basin

The lack of unity in applying lithostratigraphic names for single beds and formations of Upper Pannonian and Pontian age in the Slovakian part of the Vienna basin has been removed by the proposal of new lithostratigraphic subdivision. New names of lithostratigraphic units reflect the recent knowledge gained during the exploration of lignite seams in the Záhorská nížina lowland.

Úvod

Pomerne veľký počet vrtov a vyhodnotených dokumentačných vzorky vrchného panónu a pontu, ktoré sme získali realizovaním prieskumu lignitu v slovenskej časti viedenskej panvy, poskytol dostatok údajov, aby sme mohli prevrtávané sedimenty pomenovať tak, aby ich chronologická, biostratigrafická a litostratigrafická charakteristika vystihovala obsah a pozíciu jednotlivých súvrství a vrstiev.

Spracovaný návrh nového členenia litostratigrafických jednotiek vrchného panónu a pontu v slovenskej časti viedenskej panvy predkladáme po doplnení podľa pripomienok na zasadnutí stratigrafickej komisie Slovenskej geologickej spoločnosti SAV v Bratislave dňa 16. decembra 1987.

Nové členenie uvádzame v poradí, v akom boli sedimenty prevrtávané.

Brodské súvrstvie

Pomenovanie: Podľa obce Brodské, ktorá leží pri rieke Morava na slovensko-moravskom pomedzí. Najčastejšie bolo toto súvrstvie prevrtávané v priestore medzi Brodským — Lanžhotom — Kútmi pozdĺž rieky Moravy, kde sa opisovalo ako štrkovo-piesčitá formácia (Jiříček, 1975; Bartek, 1985).

Definícia: Ako brodské súvrstvie označujeme štrkovo-pieskovú sedimentáciu s polohami ílovitého materiálu a preplaveného lignitu, ktorá je usadená pod kvartérnymi naplaveninami.

Stratotyp (typové profily): Za typický vývoj brodského súvrstvia považujeme usadeniny prevrtávané západne a juhozápadne od Brodského. Typový profil

brodského súvrstvia je vo vrte Gb-21 (obr. 1A), dopĺňujúce profily sú vrty Gb-23, Kv-223, Kv-225 a pod.

Rozšírenie, hrúbka, hranice: Brodské súvrstvie je vyvinuté v západnej časti viedenskej panvy na území SSR na ľavobrežnej strane rieky Moravy. Ohraničenie je tektonické: brodským a západným kútskym zlomom. Hrúbka vrstiev presahuje i 50 m, v priemere je 15 m.

Litologicko-petrografická charakteristika: Brodské súvrstvie reprezentujú jemnopiesčité íly s tenkými polohami pieskov; íly sú miestami slabo plastické a obsahujú preuholnatené rastlinné zvyšky a preplavený „fošňový“ lignit, ktorý je často zbridlčený a znehodnotený ílovitým materiálom. Okrem toho v brodskom súvrství sa miestami pozorovali: íly s obsahom vápnitej zložky, piesky a štrky s malými obliakmi nemezozoických hornín. Alochtónny lignit je zvyčajne sedimentovaný v bazálnej časti.

Chronostratigrafické údaje: Vzhľadom na pozíciu ku gbelskému súvrstviu a na opis vzácnej mikrofauny (Jiříček, 1975) zaraďujeme brodské súvrstvie do rumunu.

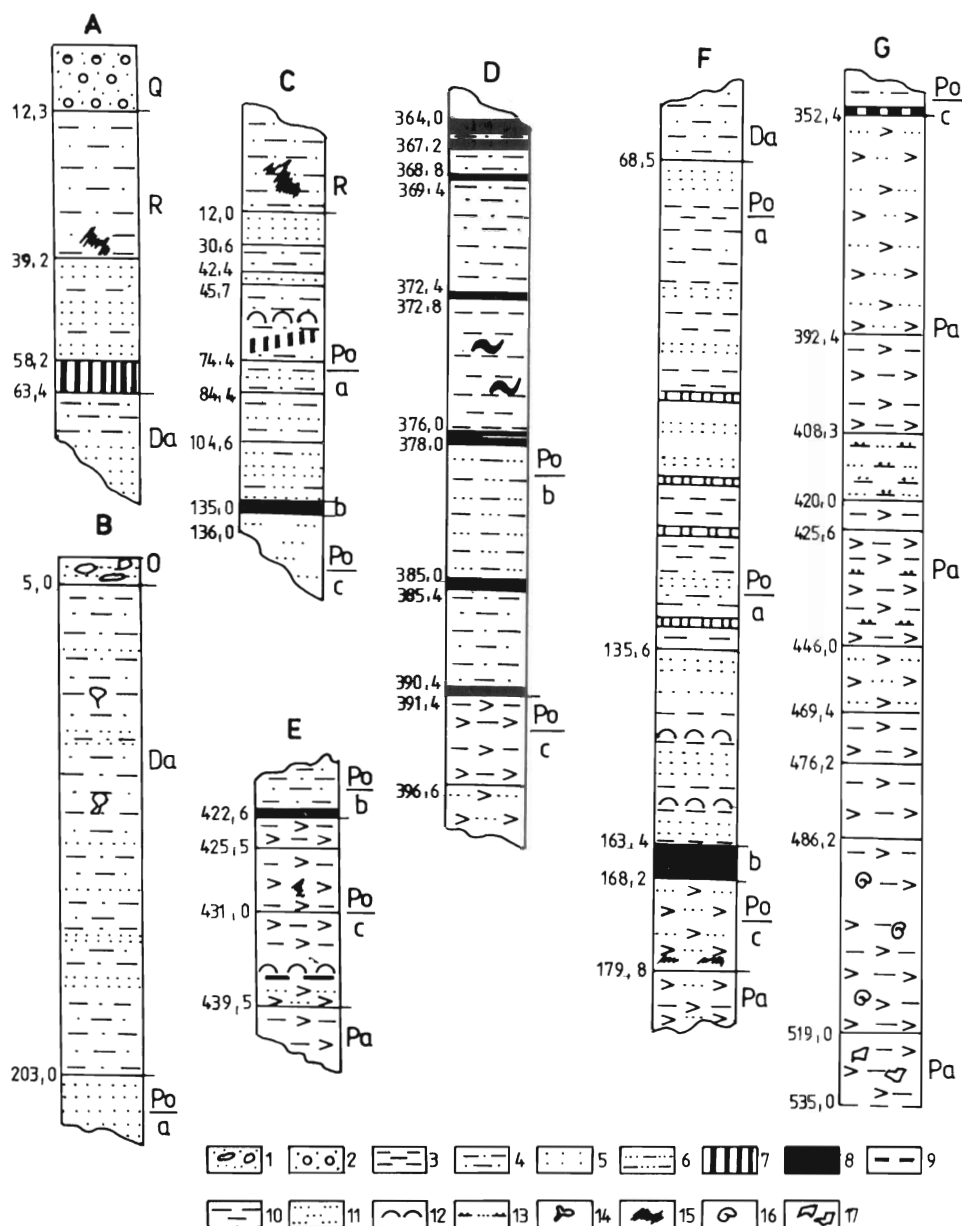
Gbelské súvrstvie

Pomenovanie: Podľa obce Gbely v okrese Senica. Pôvodný názov pestrá séria zaviedol Janoschek (1943) a užívali ho všetci geológovia, ktorí skúmali viedenskú panvu.

Definícia: Ako gbelské súvrstvie označujeme ílovo-piesčité sedimenty veľmi pestrého zafarbenia s pomerne hojnými vápnitými konkréciami, ktoré sú nepravidelne rozptýlené v celom súvrství. Šošovky

TAB. 1
Litostratigrafické jednotky vrchného panónu a pontu na Záhorí (podľa Jiříčka, 1975 a iných autorov navrhol Bartek, 1987)
Lithostratigraphic units of Upper Pannonian and Pontian age in the Záhorská nížina lowland (based on Jiříček, 1975 and other authors, proposed by Bartek, 1987)

CHRONOSTRATIGRAFIA			BIOSTRATIGRAFIA		LITOSTRATIGRAFIA	TERMINOLÓGIA				
Oddiel	Stupeň	Zóna	Mikrofauna	Makrofauna	Stručný litologicko-petrografický opis	Pôvodné pomenovanie		Nové pomenovanie		
KVARTÉR vcelku		Q			Hlina, spraš, piesok, alúvium a pod.					
PLIOCÉN	RUMAN	I	Cypris candonaeformis Prolimnocythere sharporae		Ílovito-pieskové sedimenty s preuhoľnatými rastlinnými zvyškami a alochtónnym lignitom; menej piesky a zasíľované štrky	Štrkovo-piesčitá formácia		BRODSKÉ SÚVRSTVIE		
	DÁK	G/H	Pseudocandona marchica Candona candida		Zelené, hnedé až škvrnité íly s rôznym obsahom piesčitej frakcie a vápnitých kongrexií. Piesky prevažne žltej alebo nazelenalejšie farby tvoria nepravidelné šošovky. V spodnej časti prevláda modré zafarbenie a objavuje sa aj uhľový pigment.	Pestrá séria		GBELSKÉ SÚVRSTVIE		
MIOCÉN	PONT	F ₃	Caspiolla venusta Caspiolla cf. balkanica Cyprideis seminulum Cypris cf. abbreviata Caspiocypris sp.	Unio sp. Planorbis confusus Planorbis grandis Valvata sp.	Sivé íly, piesčité íly a slieň s preuhoľnatými rastlinnými zvyškami a lignitovou drvinou. Časť je hnedasté zafarbenie sedimentu. Objavuje sa sladkovodná fauna ako jedince a úlomky. Na báze pozorovať lokálne zavápnenie a hojné polohy jemnozrnných pieskov i nadložných lignitových slojov nepravidelnej hrúbky (priemyselne bezvýznamné)	UHOLNÁ SÉRIA	F ₃ : vrchná časť	ČÁRSKE SÚVRSTVIE	JÁNSKE VRSTVY	
		F ₂	Cyprideis heterostigma Candona neglacta Candoniella pannonica	Congerina croatica zahalkai Congeria balatonica Congeria neumayeri	F ₂ : stredná časť s vývojom nadl. slojov		DUBNIANSKÉ UHLONOSNÉ VRSTVY			
		F ₁			Striebrosvé jemnozrnné muskovitické piesky s 1—2 lumachelovými polohami				F ₁ : spodná časť (kroatikový horizont) s bazálnym slojom	
				Cyprideis obesa Cyprideis heterostigma Amplocypris brunnensis	Lumachela s úlomkami kongrexií limnokardií a melanopsisov	Sivé až špinavosivé íly a piesčité íly s preuhoľnatými rastlinnými zvyškami alebo jemnozrnné až prachovité piesky s podloženým lignitovým slojkom a lumachelou	Íly a piesky v tesnom podloží slojového pásma (subglosový horizont)		SEKULSKÉ VRSTVY	
	VRCHNÝ PANÓN	E ₃ E ₁	Caspiolla unguiculus Caspiocypris mutans Candona labiata Cyprideis sublitoralis Cytheromorpha lacunosa	Congerina spathulata Congeria subglobosa Limnocardium obichi Limnocardium opertum Melanopsis fuchsi Melanopsis vidobonensis	Sivé íly s nerovnakým obsahom piesčitej frakcie, ktoré sa často vo vrchnej časti striedajú s polohami jemnozrnných pieskov. Sedimenty sú bohaté na úlomky alebo jedince makrofauny, hlavne limnokardií a melanopsisov, menej kongrexií. Smerom do hĺbky prevláda zelené, miestami i škvrnité zafarbenie a ílovový charakter sedimentu	„Podložné“ íly a piesky s hojnými melanopsismi a limnokardiami			ZÁHORSKÉ SÚVRSTVIE	



Obr. 1. Typové profile litostratigrafických jednotiek. A — Typový profil brodským súvrstviem vo vrte Gb-21, B — Typový profil gbelským súvrstviem vo vrte Kv-100, C — Typový profil jánskymi vrstvami vo vrte Kv-238, D — Typový profil dubníanskymi uhľonosnými vrstvami vo vrte Kv-107, E — Typový profil sekulskými vrstvami vo vrte Gb-9, F — Typový profil čárskymi súvrstviem vo vrte Gb-1, G — Typový profil záhorským súvrstviem vo vrte Gb-10 (obr. C—G — typové profile čárskeho súvrstvia). 1 — piesčitá hlina, 2 — štrkopiesok, 3 — íl (i prachovitý), 4 — piesčitý íl, 5 — piesok, 6 — zaílovaný piesok, 7 — nadložné slojky, 8 — slojové pásmo (lignit), 9 — bazálny lignit, 10 — „podložný“ íl, 11 — „podložný“ piesok, 12 — lumachella, 13 — prachovitý piesok, 14 — vápnité konkrécie, 15 — uhoľný pigment, 16 — makrofauna, 17 — obliaky (v podloží), Q — kvartér, R — ruman: brodské súvrstvie; Da — dáč: gbelské súvrstvie; Po — pont: čárske súvrstvie (a — jánske vrstvy, b — dubníanske uhľonosné vrstvy, c — sekulské vrstvy); Pa — panón: záhorské súvrstvie.

Fig. 1. Type profiles of lithostratigraphic units. A — Brodské Formation in the Gb-21 drilling, B — Gbely Formation in the Kv-100 drilling, C — Jánске Member in the Kv-238 drilling, D — Dubníanske (coal-bearing) Member in the Kv-107 drilling, E — Sekule Member in the Gb-9 drilling, F — Čárske Formation in the Gb-1 drilling, G — Záhorské Formation in the Gb-10 drilling. 1 — arenaceous loam, 2 — sand, 3 — clay (partly silty), 4 — arenaceous clay, 5 — sand, 6 — argillaceous sand, 7 — overlying seams, 8 — seam zone (lignite), 9 — basal lignite seam, 10 — “underlying clay”, 11 — “underlying sand”, 12 — lumachella, 13 — silty sand, 14 — calcareous concretion, 15 — coal pigment, 16 — macrofaunistic remnant, 17 — gravel (in the underlier), Q — Quaternary, R — Rumanian Brodské Formation; Da — Dacian: Gbely Formation; Po — Pontian: Čárske Formation (a — Jánске Member, b — Dubníanske coal-bearing Member, c — Sekule Member); Pa — Pannonian: Záhorské Formation.

TAB. 2
Typové profily vrtov
Type profiles of drillings

Označenie vrtu	Hĺbkový interval (m)				
	1	2	3	4	5
Gb-1	0 — 3	chýba	3 — 68,5	179,4 — 204,0	
Gb-2	0 — 8	chýba	8 — 64,3	159,5 — 190,0	
Gb-5	0 — 1	chýba	1 — 3,6	33,3 — 41,4	
Gb-9	0 — 26,5	chýba	26,5 — 271,4	431,0 — 450,0	
Gb-10	0 — 3	chýba	3 — 169,8	352,4 — 535,0	
Gb-18	0 — 16	— 49,0	— 308,5	458,3 — 549,3	
Gb-21	0 — 12,3	— 64,3	— 333,2	457,9 — 500,5	
Gb-22	0 — 10	chýba	10 — 89,0	131,0 — 449,8	
Gb-23	0 — 8	— 23,0	— 241,0	355,6 — 426,0	
Gb-25	0 — 17	chýba	17 — 23,0	chýba — 287,0	
Gbv-42	0 — 8	chýba	8 — 138,7	250,0 — 260,0	
Kv-1	0 — 4,8	chýba	4,8 — 78,0	211,6 — 240,5	
Kv-2	0 — 5,5	chýba	5,5 — 138,8	203,5 — 230,0	
Kv-12	0 — 5	chýba	5 — 156,7	255,4 — 385,0	
Kv-90	0 — 1,5	chýba	1,5 — 141,0	296,8 — 325,2	
Kv-100	0 — 5	chýba	5 — 203,2	361,3 — 370,0	
Kv-107	0 — 5	chýba	5 — 212,4	398,5 — 415,0	
Kv-134p ₂	0 — 25,4	chýba	25,4 — 206,0	325,0 — 350,0	
Kv-167	0 — 5	chýba	5 — 176,8	360,2 — 412,5	
Kv-223	0 — 15	— 29,0	— 187,2	353,6 — 369,0	
Kv-225	0 — 8	— 30,2	— 249,4	426,0 — 443,0	
Kv-232	0 — 5	chýba	5 — 217,0	390,0 — 405,0	
Kv-237	0 — 5	chýba	5 — 188,6	375,6 — 400,0	
Kv-238	0 — 5	5 — 20	— 179,8	202,0 — 217,5	

1 — kvartér, 2 — ruman — brodské súvrstvie, 3 — dák — gbelské súvrstvie, 4 — pont — čárske súvrstvie, 5 — vrchný panón — záhorske súvrstvie.

pieskov premenlivej veľkosti zrna majú žlté a zelené zafarbenie a ich mocnosť nie je stála. Kým vo vrchnej časti má gbelské súvrstvie prevažne hrdzavoškvrnité zafarbenie, spodnejšie časti sú modravé, vzácné sa v nich objavuje uhoľná substancja.

Stratotyp (typové profily): Gbelské súvrstvie nepoznáme z povrchových výskytov, opisuje sa z mnohých vrtov v slovenskej časti viedenskej panvy. Za stratotyp môžeme považovať vrt Kv-100 (obr. 1B), ktorý bol lokalizovaný asi 2,5 km JZ od Kútov. Ako doplnujúce sú profily vrtov Gb-1, Kv-134 p₂, Kv-232 a mnoho ďalších vrtov z okolia Kútov, Moravského Jána, Studienky, Štefanova a ostatných častí Záhorskej nížiny.

Rozšírenie, hrúbka, hranice: Gbelské súvrstvie sa nachádza v nadloží čárskeho súvrstvia a je zachované všade tam, kde nebolo denudované na vyzdvihnutých tektonických kryhách. Hrúbka súvrstvia je podmienená tektonikou a subsidenciou, smerom na juh narastá, presahuje hrúbku až 250 m, priemerná hrúbka je 150 m. Horná hranica súvrstvia, iba v oblasti Gbelov a Štefanova, sa začína sedimentáciou tehlovočervených plastických ílov, spodné ohraňenie gbelského súvrstvia tvorí poloha bledosivých jemnozrnných pieskov, dobre korelovateľná z karotážnych diagra-

mov. Rozšírenie súvrstvia kontrolujú zväčša zlomy, vzácne vyklíňujú na jánskych vrstvách.

Litologicko-petrografická charakteristika: Gbelské súvrstvie reprezentujú pestrofarebné sedimenty, ktoré majú premenlivý obsah piesčitej frakcie a vápnitých konkrécií. Jemnozrnné piesky sú nepravidelne horizontálne zastúpené, šošovkovite vyklíňujú. Gbelské súvrstvie smerom do hĺbky nadobúda modravé až sivomodré zafarbenie, vápnité konkrécie vystrieda zafarbenie sedimentu, vzácny obsah uhoľnej substancie a zvýšený počet pieskových polôh. Hrúbka súvrstvia býva aj tektonicky redukovaná.

Chronostratigrafické údaje: Gbelské súvrstvie leží v nadloží jánskych vrstiev čárskeho súvrstvia. Vzácné ostrakódy (Jiríček, 1973), ako i celková pozícia zaraďujú gbelské súvrstvie do dáku (zóna G/H podľa Pappa, 1951).

Čárske súvrstvie

Pomenovanie: Podľa obce Čáry, ktorá leží v severozápadnej časti okresu Senica, kde ho overili početné vrty a banské práce (Baňa Gbely — Čáry). Pôvodný názov uhoľná séria použili mnohí autori (Schnabel, 1937; Daněk, 1947; Buřay, 1951; Bílek, 1972; Jiríček, 1975).

Definícia: Ako čárske súvrstvie označujeme íly, piesčité íly, prachovce a piesky s niekoľkými polohami nadložných lignitov a dubnianskeho slojového pásma až po výskyt bazálneho (podložného) lignitu s lumachelou. Čárske súvrstvie sa nachádza medzi gbelským a záhorským súvrstviem, má charakteristické sivé zafarbenie a hojný obsah muskovitu v pieskových polohách. Čárske súvrstvie tvoria jánske vrstvy, dubnianske uhľonosné vrstvy a sekulské vrstvy.

Stratotyp (typové profily): Čárske súvrstvie na povrchu nie je známe. Opísalo sa z mnohých vrtov v kútskej prepadline, ale aj z okolia Štefanova, Studienky, Závodu, Malaciek a pod. Za typové profily považujeme vrty: Kv-238 odvrátený pod obcou Moravský Ján pri Lakšárskom potoku (obr. 1C — jánske vrstvy), Kv-107 lokalizovaný na severnom okraji Moravského Jána — časť Sekule (obr. 1D — dubnianske uhľonosné vrstvy) a Gb-9 cca 1,5 km SZ nad obcou Moravský Ján — časť Sekule (obr. 1E — sekulské vrstvy); z jánskych vrstiev sú doplnujúce profily vrtov Gbv-34, Kv-111, Kv-233, z dubnianskych uhľonosných vrstiev profily vrtov Gb-5, Kv-90, Kv-167, zo sekulských vrstiev Gb-1, Kv-2, Kv-237 a mnohé ďalšie vrty.

Rozšírenie, hrúbka, hranice: Čárske súvrstvie nie je v slovenskej časti viedenskej panvy súvislé, občasne je zachované v priekopových prepادلínach (kútska prepadlina, kováľovská prepadlina, atď.). Mocnosť súvrstvia podmieňuje subsidencia a tektonické pohyby. Priemerná mocnosť čárskeho súvrstvia je okolo

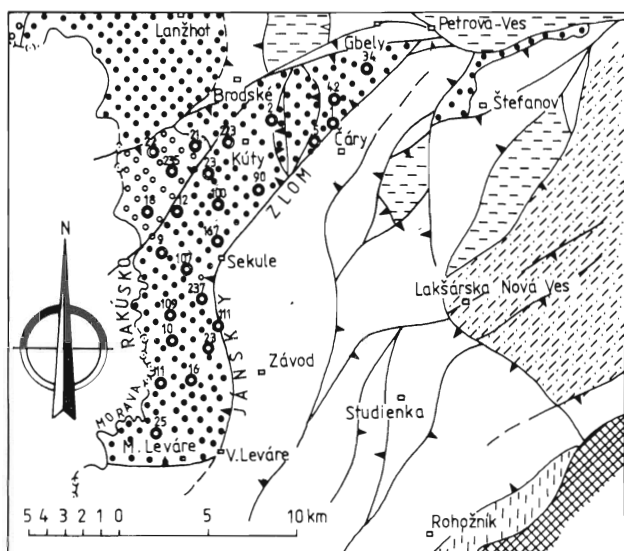


Fig. 2. Uncovered geological and tectonic map of the Slovakian part of the Vienna basin (based on modified geological map of Czechoslovakia) indicating the extent of new lithostratigraphic units of Pontian to Pannonian age. 1 — Brodské Formation (Rumanian), 2 — Gbely Formation (Dacian), 3 — Čárske and Záhorské Formations (Pannonian to Pontian), 4 — Sarmatian, 5 — Badenian, 6 — Karpatian, 7 — Mesozoic of the Little Carpathians, 8 — fault, 9 — state frontier, 10 — location of type profiles (1—42 — Gb drillings, over 42 — KV drillings).

Obr. 2. Geologicko-tektonická (odkrytá) mapa slovenskej časti viedenskej panvy (upravená geologická mapa ČSSR) s vyznačením litostratigrafických jednotiek vrchného panónu a pontu. 1 — brodské súvrstvie (ruman), 2 — gbelské súvrstvie (dák), 3 — čárske a záhorské súvrstvie (pont — panón), 4 — sarmat, 5 — báden, 6 — karpat, 7 — mezozoikum Malých Karpát, 8 — zlomy, 9 — štátna hranica ČSSR, 10 — označenie typových vrto (1—42 — Gb vrty, vyššie — Kv vrty).

Fig. 2. Uncovered geological and tectonic map of the Slovakian part of the Vienna basin (based on modified geological map of Czechoslovakia) indicating the extent of new lithostratigraphic units of Pontian to Pannonian age. 1 — Brodské Formation (Rumanian), 2 — Gbely Formation (Dacian), 3 — Čárske and Záhorské Formations (Pannonian to Pontian), 4 — Sarmatian, 5 — Badenian, 6 — Karpatian, 7 — Mesozoic of the Little Carpathians, 8 — fault, 9 — state frontier, 10 — location of type profiles (1—42 — Gb drillings, over 42 — KV drillings).

100 m. Všade tam, kde sú v čárskom súvrství zachované dubnianske uhľonosné vrstvy, je ohraničenie tektonické, iba pri obci Čáry dochádza k postupnému vyklíňovaniu pod kvartérne sedimenty. Vo vyzdvihnutých tektonických kryhách, napr. pri jánskom zlome, dochádza k styku jánskych a sekulských vrstiev, pretože dubnianske uhľonosné vrstvy sú úplne redukované.

Litologicko-petrografická charakteristika: Čárske súvrstvie je striedanie ílov a pieskov s polohami lignitov rôznej hrúbky a výskytom lumachelových lavíc. Vrchnú časť čárskeho súvrstvia zastupujú jánske vrstvy (obr. 1C), ktorých spodnú časť tvoria piesky, na karotážnych diagramoch dobre korelovateľné. Prechádzajú do ílov lokálne hnedastého zafarbenia; časté sú preuhoľnaté rastlinné zvyšky a lignitová drvína. V íloch sa vzácnne objavuje sladkovodná fauna, pribúdajú polohy pieskov a niekoľko nadložných lignitových slojkov bez priemyselného

významu. Tieto sedimenty 15—30 m nad dubnianskym slojom vystriedajú veľmi jemnozrnné muskovitické piesky charakteristické výskytom 1—2 lumachel. Prechod do dubnianskych uhľonosných vrstiev býva zvyčajne cez sivé íly veľmi premenlivej mocnosti. Vlastné dubnianske uhľonosné vrstvy (obr. 1D) v jednotlivých ložiskách lignitu na Záhorí, aj pri rovnakom stupni preuhoľnenia, charakterizuje nerovnaký počet lignitových lavíc, počet vložiek, ich hrúbka a pozícia v slojovom pásme a pod. Všeobecne možno povedať, že celistvý sloj sa postupne rozdeľuje na dve lavice (oblasť Štefanova, severná časť ložiska Kúty) alebo na niekoľko lavíc, ktoré s medzislojovými sedimentmi tvoria slojové pásmo mocné 10 až 30 m (južná časť ložiska Kúty po levárske zlomy). Dubnianske uhľonosné vrstvy tvoria polohy lignitov (hemixylity, hemidetrity a zmiešané litotypy so vzácnym fuzitom), striedajú sa s vložkami sivých ílov, piesčitých ílov a pieskov s preuhoľnatými rastlinnými zvyškami. Lignity dosahujú hrúbku 0,3—6,0 m, podľa toho, či ide o vývoj celistvého sloja alebo o rozpad na slojové pásmo.

Pod dubnianskymi uhľonosnými vrstvami boli prevrtávané íly a piesky s podložným (bazálnym) lignitom s lumachelou. Podložný lignit sa nachádza v sekulských vrstvách (obr. 1E) tesne nad bázou, alebo tvorí hranicu medzi sekulskými vrstvami a záhorským súvrstvom. Mocnosť podložného lignitu nepresahuje 1,0 m. Sekulské vrstvy sa nachádzajú i tam, kde dubniansky sloj vyklíňuje pod kvartérne sedimenty. Sú význačným korelačným horizontom na určenie veľkosti ložiskového územia a sklon lignitového sloja.

Chronostratigrafické údaje: Čárske súvrstvie leží na záhorskem súvrství a poklesnutých kryhách a býva prekryté gbelským súvrstvom. Na základe faunistického vyhodnotenia (Jiříček, 1975) zaraďujeme čárske súvrstvie do pontu (pôvodná zóna F podľa Pappa, 1951).

Záhorské súvrstvie

Pomenovanie: Podľa Záhorskej nížiny, ktorá je súčasťou slovenskej časti viedenskej panvy, kde sú tieto sedimenty prevrtávané v hlbšom podloží sekulských vrstiev, hlavne v severozápadnej a západnej časti okresu Senica a Bratislava-vidiek.

Definícia: Ako záhorské súvrstvie vyčleňujeme sedimenty, ktoré sú vyvinuté pod sekulskými vrstvami s podložným (bazálnym) lignitom a lumachelou a začínajú sa zvyčajne polohou sivého jemnozrnného až prachovitého piesku (2. podložný kolektor — p₂) s prechodom do striedania ílov a pieskov.

Stratotyp (typové profily): Záhorské súvrstvie z povrchových odkryvov nie je známe. Za typický profil považujeme vrt Gb-10, ktorý bol odvrtný

1,2 km západne od Moravského Jána (obr. 1G), za dopĺňujúce vrty Gb-22, Kv-12, Gb-25 a iné, ktoré boli odvrátené i mimo kútskej prepadliny.

Rozšírenie, hrúbka, hranice: Záhorské súvrstvie bolo prevrtávané predovšetkým v západnej a severozápadnej časti Záhorskej nížiny, pretože sú tu najperspektívnejšie výskyt rOPY a zemného plynu. Keďže vrty naftovej prospekcie nie sú vrátené v celom profile na jadro a vrty na lignit neoverili stredný panón, bázu záhorského súvrstvia stanovujeme iba konvencionálne po zónu D₂ s Congeria partschi globosatesta CZJEZEK (Jiříček, 1975). Pri prieskume lignitu vo vrte Gb-22 bola prevrtaná maximálna hrúbka záhorského súvrstvia. Záhorské súvrstvie je vyvinuté iba tam, kde boli zistené sekulské vrstvy.

Litologicko-petrografická charakteristika: Záhorské súvrstvie je zastúpené ilmi sivého zafarbenia s nerovnakým obsahom piesčitej frakcie a slienitej zložky, ktoré sedimentovali pod sekulskými vrstvami. Vo vrchnej časti sa íly striedajú s polohami jemnozrnných pieskov. Súvrstvie je bohaté na jedince a úlomky limnokardií, melanopsisov, menej kongérií. Smerom do hĺbky pieskových polôh ubúda, makrofauna nie je taká častá, v niektorých intervaloch celkom chýba. Sedimenty dostávajú nazelenalé zafarbenie, polohy pieskov sú žltasté, pričom uvedený horizont je miestami škvrnitý a obsahuje vápnitú zložku, takže pripomína vrchnú časť gbelského súvrstvia; sedimenty majú často ílovcový charakter, lokálne boli pozorované i slieňovce. Sporadicky sa objavuje i hrubšia frakcia, poprašok pyritu signalizuje zmenu sedimentačného prostredia.

Chronostratigrafické údaje: Záhorské súvrstvie leží v bezprostrednom podloží sekulských vrstiev (bazálna časť pontu), opísaná makrofauna a ostrakóda (Jiříček, 1975) začleňuje záhorské súvrstvie do vrchného panónu

(zóna E₃ — E₁ v zmysle Pappa, 1951). Hlbšie uložené sedimenty po studijskej vrstve (Stratigrafický slovník Západných Karpát, 2) nemajú litostratigrafické pomenovanie, a tak ucelený opis litotypov celej viedenskej panvy v SSR čaká na doplnenie.

Vrtné jadrá po 1. etape skartácie získané z prieskumu lignitu v oblasti Záhoria sú uložené v skladoch hmotnej dokumentácie v Šardiciach a Čároch (z ložiskovej časti Gbely) a v Turčianskych Tepliciach (ložisková časť Kúty, Štefanov a zohorská prepadlina).

Nové členenie litostratigrafických jednotiek vrchného panónu a pontu v slovenskej časti viedenskej panvy dokladáme i graficky (obr. 1) a opisom (tab. 1). Lokalizácia vybraných litotypov z kútskej prepadliny je vyznačená na obr. 2 (upravená Geologicko-tektonická mapa slovenskej časti viedenskej panvy) a hĺbkové údaje sú uvedené v tab. 2.

Literatúra

- Bartek, V. et al. 1975: Závěrečná správa a výpočet zásob Gbely — Kútska priekopa VP — lignit. Stav k 1. X. 1975. *Manuskript — fond správ GP Spiš. Nová Ves.*
- Bartek, V. et al. 1982: Závěrečná správa a výpočet zásob Gbely — DP 1. část, stav k 31. VIII. 1982. *Manuskript — GP Spiš. Nová Ves.*
- Bartek, V. et al. 1985: Čiastková správa a výpočet zásob Kúty — Sekule VP lignit. Stav k 31. 3. 1985. *Manuskript — GP Spiš. Nová Ves.*
- Bílek, K. 1972: Geologická stavba uhelné série a její lignitové sloje v panonu kútskeho příkopu. *Manuskript — fond správ GP Spiš. Nová Ves.*
- Bílek, K. 1974: Ložiská rOPY a plynu v slovenskej časti viedenskej panvy. *Miner. slov., 6, 399—498.*
- Jiříček, R. 1975: Stratigrafie uhelné série v oblasti kútskeho příkopu. *Manuskript — archiv Nafta Gbely.*
- Jiříček, R. 1975: Stratigrafie zohorského příkopu. *Manuskript — archiv Nafta Gbely.*

New lithostratigraphic subdivision of Upper Pannonian and Pontian sediments in the Slovakian part of the Vienna basin

The Slovakian part of the Vienna basin is one of best investigated areas in Slovakia owing to crude oil and gas occurrences as well as to the presence of lignite seams. Several institutions participated in this research of caustobioliths during several decades. Together with the development of drilling technique also the geological knowledge improved and the new knowledge concentrated mostly onto the natural hydrocarbon-bearing levels, or to other raw materials. Together also a lot of new data appeared on tectonics, stratigraphy and general geological structure. However the level of knowledge has been determined by the level of technological development and so the subsequent geological evaluations did not assume all time a comprehensive view over the drilled horizons.

In the result of this development, several geologists did

use their own lithological and petrographic names to the single geological units or to draw the boundaries of single horizons with identical faunistic remnants: gradually a zonal subdivision came into force. However single approaches did not have general validity and several names have been used to assign the same lithological horizons.

The proposal of new lithostratigraphic subdivision and new lithostratigraphic names for Upper Pontian and Pannonian beds in the Slovakian part of the Vienna basin is setting out from the available chronological, biostratigraphic and lithostratigraphic criteria of their subdivision. This allows that lithological contents and positions of single units in regional extent are taken into account. The proposed zonal subdivision and the new lithostratigraphic unit names are as follows.

Upper Pannonian (zones E₁ to E₃) age has the newly proposed Záhorská Formation instead of the hitherto used "underlying clay" and sand. The new formation includes also the lowermost part of the former Subglosa horizon, the majority of which is included into the new Sekule Member.

The formerly used "coal-bearing series" (Croatia horizon, zones F₁, F₂ and F₃) is newly named Čárske Formation including the already indicated Sekule Member,

the higher Dubnianske (coal-bearing) Member and the uppermost Jánske Member. Over this unit, Dacian age has (zones G and H) the hitherto used "variegated series" which is newly named as the Gbely Formation by the author. Youngermost and Rumanian age (zone I) has the former "gravel-sand formation" newly named Brodské Formation by the present author.

Pokračovanie zo s. 242

S. Maar referoval o niektorých výsledkoch gravimetrického prieskumu v kryštaliniku centrálnych Západných Karpát, zaoberal sa aj reinterpretáciou výsledkov gravimetrického mapovania v mierke 1 : 25 000 pre potreby podrobného geologického a geofyzikálneho prieskumu v oblasti Ľubietová—Kolba. V oblasti Kociha —Selce sa interpretovali podrobné gravimetrické merania v mierke 1 : 10 000 (50 bodov na 1 km²). Autor poukázal na oblasti možných granitoidných intrúzií do metamorfovaných hornín rima-vického komplexu. Súčasne predložil reliéf horného okraja gravimetrického masívu. Upozornil na výrazné gravimetrické záporné anomálie v oblasti lubenícko-margecianskej línie, ktoré sa interpretujú ako vulkanické aparáty s hlbokým zakorenением. Detailné gravimetrické mapovanie 1 : 5 000 (150 grav. bodov na 1 km²) v oblasti dolín Špiglová, Šifrová (Jasenie, Nízke Tatry) doplnené podzemnými meraniami v štôlniach Š1 a Š2 prispeli ku konštrukcii modelu detailnej stavby skúmaného územia. Veľmi dobre boli detekované tektonické línie, bloková stavba územia a amfibolitové telesá. Podrobné gravimetrické merania významnou mierou zvyšujú informatívnosť geofyzikálnych prác v kryštaliniku.

A. Panáček predniesol charakteristiku mapy geofyzikálnych indícií a interpretácií regiónu Podunajská nížina-severovýchodná časť. Ide o syntézu výsledkov interpretácie seizmických, gravimetrických, magnetických a geoelektrických meraní a diaľkového prieskumu Zeme. Do mapy sú zahrnuté aj výsledky paleomagnetického merania v Tríbeči a v Pohronskom Inovci. Prehodnotilo sa 160 geofyzikálnych správ, z 1 035 preštudovaných vrstev je 544 hlbších ako 200 m, alebo prevrtali predterciérne podložie. Vyčlenené elevačné oblasti: nitriansky, levický, pohronsko-inovecký hrast. Depresie: komjatická depresia a zlatomoravecký záliv, dubnícka depresia a v okrajových častiach boli zachytené tiež depresie Veľkej Lehoty (na severovýchode)

a Rybník. Z lineárnych prvkov sa v tomto regióne najvýraznejšie prejavujú zlomové systémy sv. — sz. smeru: veľkozálužický, mojmirovský, šuriansky a novozámocký. Z priečnych zlomov sú to línie obmedzujúce pohronsko-inoveckú eleváciu od zlatomoraveckého zálivu a línia medzi eleváciou Pozba a dubníckou depresiou.

V záverečnej prednáške M. Filo, A. Panáček, I. Kučera dokumentovali, že aj napriek prísnejším ekonomickým kritériám na rentabilnosť ťažby polymetalickej a drahokovovej mineralizácie zostávajú Kremnické a Štiavnické vrchy i naďalej najperspektívnejšie. Najmä oblasť centrálnej časti Štiavnických vrchov sa ukazuje ako veľmi nádejná na výskyt zrudnenia v hlbších, technicky ešte prístupných úrovniach. Geologické faktory zrudnenia (tektonika, magnetizmus, zmeny hornín, litológia) sa veľmi dobre zobrazujú aj na anomálnych geofyzikálnych poliach. Kremnické a Štiavnické vrchy sú pokryté plošným gravimetrickým mapovaním v mierke 1 : 25 000, miestami aj v mierke 1 : 10 000, preskúmali sa aj leteckou magnetometriou a gamaspektrometriou so vzdialenosťou profilov 250 m a s priemernou výškou letu okolo 80 m nad terénom. V s. a j. časti Kremnických vrchov odporúčajú autori detailne preskúmať anomálnu zónu smeru S — J s osou Krpec—Turček—Kremnica—Stará Breznica, ktorá v oblasti Kremnice kontroluje priebeh 1. a 2. žilného systému. Nápadne anomálne sa prejavuje územie s centrom pri Tajove. V Štiavnických vrchoch je okrem geofyzikálne už preskúmaných a na overenie odporúčaných území reálny predpoklad nájsť nové lokality s drahokovovou a polymetalickou mineralizáciou. Detailnejšie treba preskúmať metalogenetickú zónu v území Prochoť — Kľač—Nová Baňa. Autori zdôrazňujú veľký význam severojužných a východozápadných fyzikálnych rozhraní a hlavne upozorňujú na miesta tzv. tektonických uzlov, kde sa vytvárajú najvhodnejšie podmienky pre výstup intrúzií a rudonosných roztokov.

Dušan Obernauer

INFORMÁCIA

Detailné gravimetrické a geomagnetické práce v oblasti Bratislavy

VIKTÓRIA SZALAIOVÁ, ĎARINA MARUŠIAKOVÁ

Geofyzika, š. p., závod Bratislava, Geologická 18, 825 52 Bratislava

(Doručené 10. 6. 1988, revidovaná verzia doručená 6. 12. 1988)

Detailed gravimetric and geomagnetic data from Bratislava area

Detailed gravimetric and magnetometric measurements in the Bratislava municipal area have detected a new gravimetric high near Budmerice. Fault lines have been detected from microgravimetric data along the planned line of the electric speedway. A pronounced local magnetic high has been found in the Petržalka suburb.

V r. 1987 sme publikovali informáciu o čiastkových výsledkoch gravimetrických a geomagnetických prác, ako aj diaľkového prieskumu Zeme (DPZ) v širšom okolí Bratislavy (Szalaiová, Marušiaková, 1987).

V tom istom roku pokračovali terénne práce s cieľom dokončiť meranie detekovaných anomálií. Práce pokračovali v oblasti Budmeríc, Senca a Dunajskej Stredy. Na severe územia sme detekovali ďalšiu tiažovú anomáliu s maximálnou amplitúdou $100 \mu\text{ms}^{-2}$ v priestore Budmeríc. Na západe je zreteľné tektonické ohraničenie Malých Karpát a Podunajskej nížiny (gradient $115 \mu\text{ms}^{-2}$). Na juh od Dunajskej Stredy sme overili výraznú kladnú anomáliu ΔT , ktorá pokračuje na území MČR. Táto anomália je ohraničená lineárnymi prvkami DPZ, z ktorých najvýraznejší, S—J smeru, prechádza cez jej stred. Overovanie a upresňovanie známeho pásu kladných magnetických anomálií bude pokračovať v ďalšej etape terénnych prác.

Z fotomozaiky SSR z pásma 600—700 a 700—800 nm a zo snímky Kozmos v mierke 1 : 500 000 sme interpretovali kruhové a lineárne štruktúrne prvky. Najvýraznejšia je kruhová štruktúra, ktorá prechádza cez Dunajskú Stredu, Šamorín, Senec a Sládkovičovo (obr. 1). Tiažové a magnetické anomálie sú na jej okraji. Na východ od tejto štruktúry je zreteľné tektonické ohraničenie Malých Karpát dvoma lineárnymi prvkami. Kladné a záporné magnetické anomálie na juh od Šamorína a Dunajskej Stredy oddeľuje zreteľná fotolínácia Z—V smeru. Na nej sa mení aj tok Dunaja zo smeru SZ—JV na smer Z—V.

Regionálne mapovanie v mierke 1 : 200 000 (Ibrmajer, 1963) bolo upresnené detailnejším mapovaním v mierke 1 : 25 000. Medzi vrtmi V—85, HGB—1 a FGČ—I sme kvantitatívne interpretovali tiažový profil (obr. 2). Z krivky ÚBA je zrejмый pokles podložia sedimentov Podunajskej nížiny. Predpokla-

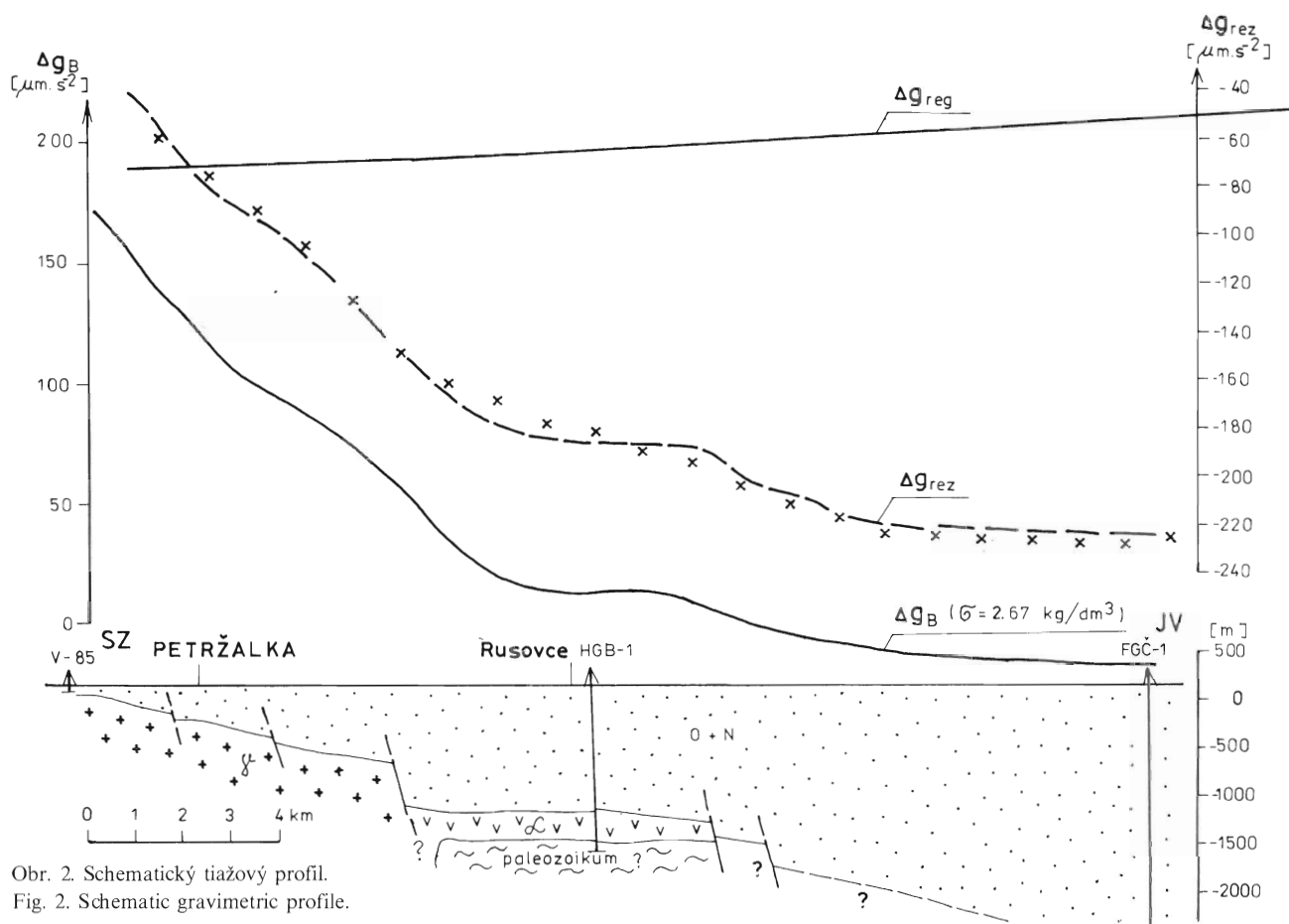
dali sme, že diferenčná hustota so zväčšovaním mocnosti sedimentov klesá. Okrem regionálnych meraní bolo treba urobiť prieskumné mikrogravimetrické meranie na trase budúcej rýchlodráhy centrálnou mestskou oblasťou do uvažovanej stanice Háje-sever v Petržalke s prechodom cez Dunaj, námestie SNP k hlavnej stanici.

Cieľom gravimetrického prieskumu je v maximálnej miere detekovať geotektonické zlomové línie v záujmovom priestore rýchlodráhy. Pokusné mikrogravimetrické merania boli robené po celej projektovanej trase. Body sú od seba vzdialené 10 m, merania sa uskutočňovali v noci, dvakrát. Do úvahy sme zobrali aj rušivý vplyv rôznych nehomogenít. Predbežná kvantitatívna interpretácia tiažového profilu po trase rýchlodráhy je na obr. 3. V centrálnej mestskej

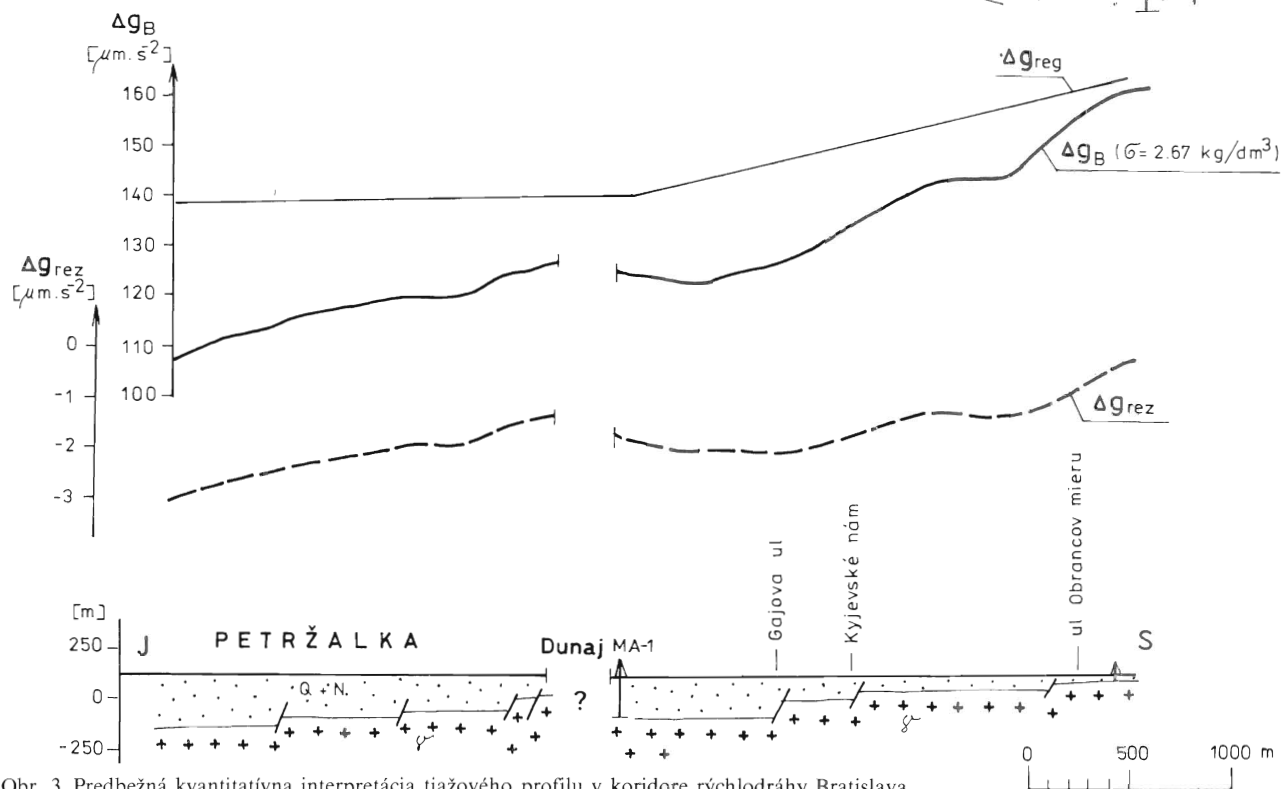


Obr. 1. Interpretované fotolínácie v okolí Bratislavy.

Fig. 1. Interpreted photolineations in the Bratislava area.



Obr. 2. Schematický tiažový profil.
Fig. 2. Schematic gravimetric profile.



Obr. 3. Predbežná kvantitatívna interpretácia tiažového profilu v koridore rýchlodráhy Bratislava.

Fig. 3. Preliminary quantitative interpretation of gravimetric data in the corridor of the Bratislava electric speedway.

oblasti vidno pokles podložia smerom ku korytu Dunaja. Zaujímavý problém je v samotnom riečišti, kde sme však merania tiaže nemohli realizovať (veľké chvenie mostovej konštrukcie). Ale podľa meraní na pravom a ľavom brehu Dunaja predpokladáme, že je tu kladná anomália. Prejavuje sa tiež veľmi mierny pokles krivky ŪBA smerom do Petržalky (20 um s^{-2}). Predpokladáme, že na tomto území je podložie bližšie k povrchu ako na ľavej strane Dunaja. Pravdepodobne tu pokračujú granodiority hradného kopca pomerne blízko pod povrchom.

Ako zaujímavosť môžeme spomenúť, že pri inter-

pretácii sme predpokladali niekoľko alternatív, ktorými sme sa snažili vysvetliť mierny pokles krivky. Jednou z nich bol predpoklad, že v tejto časti profilu snáď dochádza k zmene charakteru podložia neogénnych sedimentov. Pretože vo vrte HGB—1 boli zistené metamorfity, možno predpokladať, že sa nachádzajú aj tu. Pokusné geomagnetické merania v Petržalke detekovali v blízkosti riečišťa Dunaja výraznú lokálnu magnetickú anomáliu (cca $6 \times 30 \text{ m}$). Predpokladáme, že sa tam môžu nachádzať predmety, ktoré by mohli pri razení rýchlodráhy spôsobiť problémy (potopený vrak, relikty z vojny a pod.).

J. R y b á ř : Inženýrskogeologický přístup k řešení stability svahů a lomových stěn v Kanadě (Bratislava 15. 12. 1988)

Jednou z otázek studovaných v rámci reciproční cesty do Kanady byla stabilita svahů. Pobyt zajišťovala Universita Alberta v Edmontonu. Při exkurzích byly navštíveny především uhelné lomy v provinciích Alberta a Britská Kolumbie a lomy na živčité písky. Také se uskutečnila návštěva historického skalního řízení, které zavalilo v roce 1903 město Frank; rovněž byly studovány sesuvy na řekách Severní Saskatchewan, Bow River a Elbow River.

Opatření k zabezpečení stability svahů lomů v Kanadě jsou podřízena báňskotechnickým podmínkám ložisek a z nich vyplývající těžební technologii. Při použití mobilních, rychle přemístitelných technologických prostředků s automobilovou dopravou a lopatových housenicových rypadel s pohonem spalovacími motory se provozovatelé z ekonomických důvodů snaží o maximální zestržení svahů. Proto se častěji vyskytuje i porušení svahů lomů sesouváním. Díky vysoké pohyblivosti používaných strojů, dobře organizovanému kontrolnímu sledování svahů a kvalitním havarijním plánům mohou všichni pracující, kteří jsou trvale v bezdrátovém spojení, během několika minut po vyhlášení výstrahy opustit i s veškerým zařízením ohrožený prostor.

Pokud se význam kontrolního sledování podcení, například proto, že už delší dobu nedošlo k žádnému sesuvu, nebo z důvodů problematické úspory nákladů, může dojít k havárii velkého rozsahu. Příkladem je zavalený lom UEL v Grand Cache v provincii Alberta.

Jiná situace je ve velkolomech s těžkými, pomalu pojižďícími kráčovými rypadly s vlečným korečkem. Tam se úzkostlivě dbá, aby ani v nejmenším nebyla ohrožena stabilita svahu v okolí velkorypadla. Provozuje se neobvykle rozsáhlé kontrolní sledování. Např. v lomech Syncrude ve Fort McMurray zajišťuje geotechnické problémy trvale 19 vysokoškoláků a dalších 30 vysokoškoláků ve smluvním pracovním poměru.

Základní metodou kontrolního sledování, užívanou v kanadských lomech, je měření pomocí elektronických dálkoměrů (electronic Distance Measurement — EDM). Ve většině případů se systém EDM kombinuje s piezometry a s povrchovými lankovými extenzometry, méně často s extenzometry osazenými ve vrtech, s geodetickou nebo s hydraulickou nivelací, příp. s měřením změn v předpětí kotev. V současné době se objevuje snaha rozšířit v lomech v horských oblastech také mikrosezismiku. Využívá se i všech jednoduchých způsobů varování před hrozícím porušením. Patří sem běžná geodetická služba v lomu, provozní geologické mapování, vizuální kontrola trhlin a jiných projevů nestability, sledování poměrů podzemní vody.

Za součást kontrolního sledování jsou považovány varovné stavy. Při dosažení jednotlivých varovných stavů se postupuje podle havarijních plánů lomu, stanovených pro všechny lomy s vyšším stupněm ohrožení. Tyto plány obsahují praktické pokyny ke zmírnění anebo odvrácení hrozícího rizika.

KRONIKA

RNDr. Zora Priehodská, CSc.

(*1926†1989)

Dňa 21. 1. 1989 náhle zomrela RNDr. Zora Priehodská, CSc., vedecká pracovníčka Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave.

Narodila sa 14. 9. 1926 v Mýte pod Ďumbierom v rodine učiteľa. Po maturite na gymnáziu v Liptovskom Mikuláši absolvovala Prírodovedeckú fakultu Univerzity Komenského v Bratislave. Ihneď po ukončení vysokoškolského štúdia (1951) začala pracovať v Slovenskom ústrednom ústave geologickom v Bratislave.

Prvé výskumné práce robila na ložiskách železných a medených rúd Nižná Slaná, Máriahuta a Gelnica. Pozitívne výsledky sa stali jadrom rigorózneho práce, ktorú obhájila roku 1952.

Po zriadení geologickoprieskumných podnikov prešla v roku 1952 pracovať do Východoslovenského rudného prieskumu Spišská Nová Ves. Riešila vyhľadávanie a geologický prieskum ložísk mangánových rúd na Spiši. Geologickým mapovaním, technickými a ďalšími metódami ohraničila územie s výskytom slojov týchto rúd a stanovila rudonosné horizonty. Rozšírili sa tak dovtedy známe zásoby na ložiskách Kišovce—Švábovce. Bola jednou z prvých žien, ktoré pracovali v podzemí, aby získali ďalšie poznatky o geologickej stavbe územia.

Po ukončení prieskumných prác v oblasti Kišoviec—Švábovce v roku 1957 prešla pracovať na Geologický ústav D. Štúra v Bratislave. Venovala sa geologickému mapova-

niu v oblasti Podunajskej nížiny, sedimentárnemu petrografickému výskumu treťohorných sedimentov, zúčastnila sa na zostavovaní generálnych geologických máp, riešila úlohy pri zabezpečovaní ochrany vôd Žitného ostrova, pri dokumentácii trasy tranzitného plynovodu, v rámci medzinárodnej spolupráce bola v bulharskom laboratóriu Saratovo zapojená do riešenia úlohy Výskum morí a oceánov.

V roku 1968 zavŕšila ďalšiu etapu vedeckého výskumu, obhájila kandidátsku dizertačnú prácu a získala hodnosť kandidátky vied. Svoje výskumy uzavrela v minulom roku v dvoch prácach: Geologická mapa severovýchodnej časti Podunajskej nížiny a Mapa ložísk a prognóz nerastných surovín sv. časti podunajskej panvy v mierke 1 : 50 000.

V poslednom čase intenzívne spolupracovala s rôznymi geologickými inštitúciami pri riešení závažných geologických problémov vo viacerých geologických oblastiach.

V geologickom výskume pracovala 37 rokov, vlastne až do posledného dňa svojho života. Bola pracovníčkou, ktorá nepoznala únavu, všetku svoju energiu venovala vedeckej práci. Bola vždy ochotná pracovať a najmä odborne pomáhať všetkým, ktorí túto pomoc potrebovali.

Jej vedecké a pracovné výsledky ostanú trvalým dokumentom jej úsilia o poznanie geologickej stavby nášho územia a budú slúžiť ďalším generáciám pracujúcim v tejto oblasti.

Češť jej pamiatke!

Ján Bartalský, Miroslav Slavkay

Zoznam publikovaných prác Z. Priehodskéj

- Priehodská, Z. 1956: Predbežná správa o geologických pomeroch širšej oblasti Hozelca. *Geol. práce, Zpr.*, 8, 162—167.
- Iľavský, J., Pecho, J., Priehodská, Z. 1956: Poznámky ku geológii a tektonike flyša Spišskej kotliny. *Geol. Práce, Zpr.*, 8, 151—161.
- Priehodská, Z., Brestenská, E. 1960: Sedimentárno-petrografické a biostratigrafické vyhodnotenie oporného vrtu Bočiar-1. *Geol. Práce, Zoš.*, 59, 243—250.
- Priehodská, Z. 1964: Ťažké minerály a ich použitie pre členenie miocénu a pliocénu v širšom okolí Zlatých Moraviec. *Geol. Sbor.*, XV, 1, 103—111.
- Priehodská, Z. 1964: Správa o geologickom mapovaní a sedimentárno-petrografickom výskume neogénu na liste M-34-121-D (Zlaté Moravce). *Zpr. geol. Výsk. v R. 1963*, 2, Slovensko, 138—140.
- Priehodská, Z., Planderová, E. 1965: Kriterien zur Gliederung des Obermiozän und Pliozän im NO Teil der Donauebene. *Geol. Sbor.*, XVI, 2, 281—286.
- Priehodská, Z. 1965: Sedimentárno-petrografický výskum pliocénu a vrchného miocénu v SV časti Podunajskej nížiny. *Zpr. geol. Výsk. v R. 1964*, 2, Slovensko, 82—83.
- Gross, P., Priehodská, Z. 1966: Geologischer Bau und Mineralbestand der Sandsteine des Zentralkarpatischen Flysches des

- Sudteiles des Levoča-Gebirges und des Spiš-Beckens. *Geol. Sbor.*, XVII, 2, 305—310.
- Priehodská, Z. 1966: O výskytoch sedimentárných Mn-rúd v juhozápadnej časti Levočského pohoria a v Spišskej kotline. *Geol. Práce, Zpr.*, 40, 133—143.
- Priehodská, Z. 1969: K chemickému zloženiu sedimentárných Mn-rúd z oblasti Levočského pohoria a Spišskej kotliny. *Geol. Práce, Spr.*, 49, 181—192.
- Pulec, M., Cvetkova, V., Priehodská, Z., Georgiev, V. 1978: Occurrence and distribution of heavy minerals in beach and marine sediments of the Burgas bay. In: *Zbor. III. národnej vedecko-technickej konferencie s medzinár. účasťou, Burgas*.
- Cvetkova-Coleva, V., Georgiev, V., Pulec, M., Priehodská, Z. 1979: Sostav i raspredelenie teželych mineralov v osadkach plaža i akvatorii Burgasskogo zaliva. *Paleontology, Stratigraphy and Lithology, Sofia*, 11, 77—92.
- Horníš, J., Priehodská, Z. 1979: Použitie ťažkých minerálov pri štúdiu sedimentárneho komplexu Žitného ostrova. *Mineralia slov.*, 11, 6, 529—536.
- Pulec, M., Cvetkova, V., Jeřábek, J., Priehodská, Z., Georgiev, V. 1979: Výskyt a rozmiestnenie ťažkých minerálov v plážových a morských sedimentoch Burgasského zálivu. *Inform. Žprav. nerost. Sur. (Kutná Hora)*.
- Horníš, J., Priehodská, Z. 1979: Použitie ťažkých minerálov pri

- štúdiu sedimentárneho komplexu Žitného ostrova. In: J. Slavík 1980: Význam a použitie ťažkých minerálov pri regionálnom a ložiskovom průzkumu. Čas. Mineral. Geol., 25, 1, 103—107.
- Priechodská, Z. 1980: Výsledky štúdia ťažkých minerálov. In: P. Gross, E. Köhler et al. 1980: Geológia Liptovskej kotliny. Bratislava, GÚDŠ, 292 s.
- Priechodská, Z. 1980: Sedimentárny komplex. In: J. Forgáč, M. Pulec 1980: Štruktúrny vrť FŽB-1, Železná Breznica, Region. Geol. Západ. Karpát, 12—13, 1—130.
- Priechodská, Z., Vass, D. 1986: Geológia neogénu centrálnej depresie Podunajskej panvy. Region. Geol. Západ. Karpát, 21, Správy o výskumoch Geol. úst. D. Štúra, Bratislava, 105—111.
- Salaj, J., Priechodská, Z. 1987: Porovnanie gosauských vývojov senónu a paleogénu Myjavskej pahorkatiny a Severných Vápen-cových Álp. Mineralia slov., 19, 499—521.
- Priechodská, Z. 1988: Výskum ťažkých minerálov v pieskovcoch lunzských vrstiev a vrchnej kriedy z vrťov hĺbených do podložia viedenskej panvy. Západ. Karpaty, Sér. Geol., 11, 129—142.
- Harčár, J., Priechodská, Z. et al. 1988: Geologická mapa Podunaj-skej nížiny, SV časť, 1 : 50 000. Bratislava, GÚDŠ.
- Priechodská, Z., Harčár, J. et al. 1989: Vysvetlivky ku Geologickej mape sv. časti Podunajskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, GÚDŠ, 116 s.
- Priechodská, Z. 1989: Sedimentárno-petrografické vyhodnotenie neogénnych sedimentov (vo vrte FGZ-1 Topoľčany). In: M. Fendek et al. 1989: Region. Geol. Západ. Karpát, 24.
- Priechodská, Z. 1989: Stratigraficko-litologická charakteristika neo-génnych sedimentov (vo vrte FGZ-1 Topoľčany). In: M. Fendek et al. 1989: Region. Geol. Západ. Karpát, 24.
- Priechodská, Z. 1989: Výsledky spracovania ťažkých minerálov a stratigraficko-litologická charakteristika neogénnych sedimen-tov v reinjektážnom vrte GRP-1 Podhajská. In: M. Fendek, et al. 1989: Region. Geol. Západ. Karpát, 24.

Ing. Ivan Marušiak, CSc., šesťdesiatročný

Jubilant sa narodil 10. 7. 1929 v Hybiach. Po ukončení základnej školy študoval na Strednej priemyselnej škole chemickej v Banskej Štiavnici, kde v r. 1949 maturoval. V rokoch 1949—1954 študoval na Naftovom inštitúte v Moskve. V r. 1961 získal hodnosť kandidáta geologických vied.

V rokoch 1954—1958 pracoval Ing. Marušiak v ČND Hodonín. Od r. 1959 bol zamestnancom ÚGF Brno, kde pracoval ako vedúci karotážnej skupiny, samostatný vedecký pracovník. Viedol karotážne práce v Nižnej Slanej a v chomutovskej panve. Významné sú jeho výsledky v oblasti výskumu. Teoreticky rozpracoval tzv. „kontrolovanú reguláciu prúdu karotážnych sond“. Práce sa stali podkladom pre nový spôsob určovania elektrických vlastností hornín. Výsledky sú aplikované aj v PER a NDR (formou odpredaja licencie). V tejto oblasti boli kolektívnu karotážnikov priznané 3 československé patenty.

Od 1. 1. 1970 bol Ing. Marušiak riaditeľom Geofyziky, š. p., závodu Bratislava. Po nástupe na závod Bratislava okrem náročných organizačných úloh pri presadzovaní nových progresívnych smerov geofyzikálneho prieskumu aktívne pracoval v oblasti geotermických výskumov Západných Karpát. Pôsobil tiež ako externý pedagóg na PF UK, bol a je členom komisie pre obhajoby rigorózných a kandidátskych prác v odbore ložisková geológia — aplikovaná geofyzika. Aktívne pracoval a pracuje

v rôznych spoločenských a politických funkciách.

Jubilant má nespornú zásluhu na veľkom rozmachu aplikovanej geofyziky na Slovensku: zvýšil sa počet odborných pracovníkov, zlepšila sa kvalita terénnych, spracovateľských a interpretačných prác, podstatne sa rozšírila metodika geofyzikálnych prác a kapacita závodu. Vybudovali sa samostatné hospodárske strediská geofyziky v Banskej Štiavnici, Banskej Bystrici, Spišskej Novej Vsi a v Košiciach. Závod pracoval, resp. pracuje aj v zahraničí (Sudán, Grécko, Maďarsko, Nigéria, Sýria).

Výsledky jubilatovej odbornej (je autorom 50 nepublikovaných prác a 35 odborných publikácií) a organizátorskej práce boli ocenené viacerými vyznamenaniami: Najlepší pracovník geologickej služby, Za pracovnú vernosť, Strieborná plaketa D. Štúra, Rad červenej hviezdy práce a Rad červenej zástavy práce.

Náš jubilant dokázal vždy veľmi vhodne spájať svoje odborné, organizátorské a ľudské kvality a odovzdávať ich v prospech kolektívu. Okrem ľudského prístupu pri riešení aj tých najzložitejších problémov snáď najcharakteristickejšou vlastnosťou jubilanta je umenie vystihnúť racionálne jadro problému a danú situáciu riešiť otvorene a čestne.

Široká geofyzikálna a geologická verejnosť, priatelia a známi Ing. Ivanovi Marušiakovi, CSc., k životnému jubileu úprimne blahozelajú a želajú mu dobré zdravie a veľa optimizmu do ďalších rokov tvorivej práce.

Dušan Obernauer

Zoznam publikovaných prác I. Marušiaka, CSc.

- Marušiak, I. a Bureš, J. 1956: Využitie krivky gradientu vlastných potenciálov pre určenie hraníc vrstiev. *Práce Úst. naft. Výzk. Ř. E.* 33.
- Marušiak, I. a Fiala, M. 1957: Výzkum hlbokých vrtů. *Informace o nové technice*, 10, 510—520.
- Marušiak, I., Kalina, J. a Vičánek, J. 1958: The determination of the resistivity of bed 100 % saturated with water in shally sands. *Geof. Sbor.*, 95, 425—437.
- Marušiak, I. 1958: EK meranie na vrte Sečovce-I. *Práce Výzk. Úst. čs. naft. Dolů, XV*, 61, 159—165.
- Marušiak, I. a Těžký, A. 1960: Radioaktivní měření ve vrtech Vídeňské pánve a Pobeskydí. *Geol. Průzkum*, 3, 65—69.
- Marušiak, I., Matýšková, G. a Těžký, A., 1961: Interpretace karotážních měření v Chomutovské hnědouhelní pánvi. *Geol. Průzk.*, 9, 268—270.
- Marušiak, I. 1962: Príspevok k problému interpretácie elektrického merania v ílovitých pieskoch. *Užitá Geofyz.*, 181—199.
- Marušiak, I. 1962: Korelácia sedimentačných rytmov podľa kriviek elektrického merania vrtov vo Viedenskej panve. *Geol. Průzk.*, 5, 199—203.
- Marušiak, I. 1963: Karotážne meranie v opornej vrtbe Vlachy-I. *Práce Výzk. Úst. čs. naft. Dolů, XX*, 92.
- Marušiak, I. a Mrázová, K. 1966: Problémy určenia pórovitosti

- sedimentov stredočeského permokarbónu a kriedy elektrickej karotáže. *Geol. Průzk.*, 7, 288—290.
- Těžký, A., Marušiak, I., Kudrna, R., Mašek, K. a Valtr, V. 1967: Výzkumné karotážní měření v uhelném vrtu PO-35-H. *Geol. Průzk.*, 5, 200—203.
- Marušiak, I. a Mašek, K. 1968: Vlivy nenuleвого regulirovanija na pokazanija semielektrodnogo bokovogo karotaža. *Prikladnaja geofizika, Nedra*, 52, 160—168.
- Marušiak, I., Těžký, A. a Jonášová, V. 1968: Princip kontrolirovannoj regulacii toka mnogoelektroдных karotažnych zondov. *Prikladnaja geofizika, Nedra*, 51, 68—75.
- Marušiak, I. 1968: Princip kontrolirovannoj regulacii toka mnogoelektroдных karotažnych zondov — prvá část. *Užitá Geofyz. Ř. UG*, 7, 123—142.
- Marušiak, I. 1968: Diffuzionno-adsorbicijnyje potencijaly glinistych peskov. Mezinárodní geol. kongres. *Užitá Geofyz. Ř. UG*, 9, 115—132.
- Marušiak, I. 1968: Metóda kontrolované regulace proudu v geoelektrickém průzkumu, *Geofyzikální Informace*, 1.
- Marušiak, I., Těžký, A. a Jonášová, V. 1969: Princip kontrolirovannoj regulacii toka mnogoelektroдных karotažnych zondov — druhá část. *Užitá geofyzika, Ř. UG*, 8, 139—166.
- Marušiak, I. a Koládová, K. 1973: Nekotoryje problemy opredelenija teplovogo potoka v razreze pečano-glinistych otloženij. *Proc. Xth. Congress, Section VIII — Geophysics*, 48—55.

- Marušiak, I. a Lizoň, I. 1974: Problém výpočtu tepelného toku v sedimentárných panvách. *Geol. Průzk.*, 3, 183—185.
- Marušiak, I. a Lizoň, I. 1975: Výsledky geotermického výskumu v československej časti viedenskej panvy. *Geol. Práce, Spr.*, 63, 191—204.
- Marušiak, I., Filo, M. a Šefara, J. 1975: Úlohy rudnej geofyziky v Západných Karpatoch. *Zborník zo 6. celošt. konf. geofyzikov, Plzeň, 1. diel. Geofyzika Brno*, 15—23.
- Marušiak, I. a Lizoň, I. 1976: Geotermické pole Západných Karpát. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 1, 181—206.
- Kalina, J., Mareš, S., Marušiak, I. a Těžký, A. 1976: Současný stav a přínos karotáže pro československou geologii. *Geol. Průzk.*, 1, 13—18.
- Kalina, J., Mareš, S., Marušiak, I. a Těžký, A. 1976: Úlohy karotáže při řešení současných problémů československé geologie. *Geol. Průzk.*, 6, 161—164.
- Marušiak, I. 1976: Aplikácia geofyziky pri vyhľadávaní termálnych, hypertermálnych a minerálnych vôd. Referát generálneho spravodaja. *Sborník II. konference s mezinárodní účastí — Aplikace geofyziky v inženýrské geologii a hydrogeologii. II. díl*, 113—128.
- Marušiak, I. a Těžký, A. 1977: Selektivní a regulované vlastní potenciály. *Sborník geol. Věd, užitá Geofyz.*, 119—139.
- Marušiak, I. 1977: Stav a perspektívy interpretačných metód v užitej geofyzike. *Ban. Listy, mimoriadne číslo, SAV Bratislava*.
- Marušiak, I. 1979: Úlohy geofyziky v SSR. In: *Zborník referátov z konferencie z príležitosti založenia katedry aplikovanej geofyziky*, 8—14.
- Čekan, V., Marušiak, I. a Šalanský, K. 1980: Komplexní interpretace — úvodní referát sekce. *Sbor. referátů 7. celostátní konference geofyziků — Gottwaldov*, 59—67.
- Marušiak, I., Lizoň, I. a Plančár, J. 1979: The Geothermal Field of the West Carpathians. In: *Geodynamics Investigation in Czechoslovakia. Veda Bratislava*, 215—221.
- Marušiak, I., Lizoň, I. a Král, M. 1984: Geotermický výskum Západných Karpát (etapa 1970—1980). *Geol. Průzkum, Ř.* 26, 5, 133—136.
- Marušiak, I., Král, M., Husák, L. a Lizoň, I. 1984: Rasčot teplovogo potoka s učotom sostava porod i sootnošenije teplovogo potoka k radiogennomu teplu. *Trudy, 29. Meždunar. Geof. Sym., Varna 1984*, 440—450.
- Marušiak, I. (red.), Čermák, V., Král, M., Lizoň, I. a Venhodová, D. 1988: Geotermická charakteristika ČSSR. In: *J. Ibrmajer a kol.: Geofyzikálny obraz ČSSR (v tlači)*.

Inštrukcie pre autorov

Všeobecné

1. Rukopis v troch exemplároch a originál obrázkov s jedným odlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia Slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi ešte pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. 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.
3. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obvyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom résumé je v slovenčine).
4. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko a ak je autorov viac, treba na samostatnom liste priložiť všetkými autormi podpísané vyhlásenie, ako sa má medzi autormi rozdeliť honorár.
5. Pri rozsiahlejšom článku treba predložiť redakcii kópiu potvrdenia SFVÚ o 3 % dani z literárnej a umeleckej činnosti. V opačnom prípade bude autorský honorár zdanený 10 %.

Text

1. Úpravu textu včítane zoznamu literatúry prispôbajte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitoú 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 odlišiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 — hierarchicky najvyšší, 2 — nižší, 3 — najnižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr.: (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou ... podľa Dubčáka (1987) ... Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obľahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne vlnovkou.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 570 × 430 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 × 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (obvykle o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formu, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby po zmenšení najmenšie písmená boli 1,2 mm. Úznerne zmenšeniu voliť aj hrubý 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, čierne-biele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípku doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píše strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a dopĺňovať.

Tabuľky

1. Tabuľky sa píše na osobitný list. Rozsah a vnútornú úpravu tabuliek zvolíte tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoradíte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise). Tabuľku so zložitou formou treba napísať karbónovou páskou v úprave vhodnej priamo pre tlač.
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívajte.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa uvádza v abecednom poriadku iba v danom článku citovaná literatúra. Citácia označená „v tlači“ sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom „v príprave“, „zadané do tlače“ sú neprehľadné a nemajú sa užívať ani v texte. Citácia „osobná informácia“ sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Užívať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:
Kniha
Gazda, L. a Čech, M. 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155 s.
Časopis
Vrba, P. 1989: Strážné zóny v komplexoch metapelitev. *Mineralia Slov.*, 21, 135–142.
Zborník
Návesný, D. 1987: Vysokodraselné rhyolity. In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. *Spec. publ. Slov. geol. spol., Kešice*, 203–245.
Manuskript
Radvánský, F., Šlička, B., Viktor, J. a Sraka, T. 1985: Žilné ložiská jedloveckého príkrovu gemerika. *Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves*, 28 s.
3. Pri článku viacerých ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci autori.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názor, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Čierda in Kubka, 1985), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J. 1975.

OBSAH CONTENTS

- Dušan Hovorka, Štefan Méres*
Relikty vysokostupňových metamorfítov v tatrovoporickom kryštaliniku Západných Karpát 193 Relics of high-grade metamorphics in Tatroveporic crystalline of the West Carpathians
- Štefan Méres, Dušan Hovorka*
Metamorfny vývoj rúl Suchého, Malej Magury a Malej Fatry 203 Metamorphic development of gneisses in the Suchý, Malá Magura and Malá Fatra Mts. (Central Slovakia)
- Marián Puiš*
Štruktúrny a metamorfny vývoj kryštalinika východnej časti Nízkych Tatier 217 Structural-metamorphic development of the crystalline complex of the eastern part of the Low Tatras
- Jozef Gubač*
Petrochemické znaky granitoidných hornín kôrového pôvodu Ľumbierskej zóny Nízkych Tatier 225 Petrochemical indications of crustal origin of granitoids in the Ľumbier zone of the Low Tatra Mts. (Central Slovakia)
- Vladimír Vybíral, Juraj Jančí*
Niektoré výsledky štúdia fyzikálnych vlastností hornín kryštalinika na lokalite Jasenie-Kyslá (Nízke Tatry) 237 Some results of investigation into physical properties of crystalline rocks on the Jasenie-Kyslá locality (Low Tatra Mts., Central Slovakia)
- Eva Plánderová*
Slabo metamorfované sedimenty z Ľumbierskeho kryštalinika (oblasť Jasenie) na základe výskytu palinomorf 243 Weakly metamorphosed sediments in the Ľumbier crystalline (Jasenie area, Low Tatra Mts.) according to their palynomorphs
- Vladimír Bezák*
Predmetamorfny charakter hornín kohútскеj zóny veporika 247 Pre-metamorphic character of rocks in the Kohút zone, Veporic unit (Central Slovakia)
- Sergej Petrovič Korikovskij, Jozef Dupej, Vladimír Alexandrovič Boronichin*
Vysokoželezité metasedimenty z Kokavy nad Rimavicou (veporikum) 251 High Fe metasediments from Kokava nad Rimavicou (Veporicum, Central Slovakia)
- Lidia Furanová, Ján Turan, Vlastimil Kátlovský*
Uhlíkatany a geochemia čiernych bridlic magnezitových ložísk v karbone Spišsko-gemerského rudohoria 259 Carbonates and geochemistry of black shales of the magnetite deposits in Carboniferous of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.
- Silvester Pramuka*
Petrochemia paleozoických metabazitov z oblasti Rudňan 267 Petrochemistry of Paleozoic metabasites of the Rudňany area (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia)
- Vladimír Bartek*
Nové litostratigrafické členenie vrchného panónu a pontu v slovenskej časti viedenskej panvy 275 New lithostratigraphic subdivision of Upper Panonina and Pontian sediments in the Slovakian part of the Vienna basin
- INFORMÁCIE INFORMATION**
Alžbeta Krišlová
Predbežná informácia o výskyte Au-Sb mineralizácie v oblasti Rematy pri Handlovej 274 Preliminary information on Au-Sb mineralization occurrence in Remata area near Handlová (Central Slovakia)
- Viktória Szalaiová, Darina Marušiaková*
Detailné gravimetrické a geomagnetické práce v oblasti Bratislavy 282 Detailed gravimetric and geomagnetic data from Bratislava area
- KRONIKA CHRONICLE**
Ján Bartalský, Miroslav Slavský
RNDr. Zora Priechodská, CSc. (* 1926 † 1989) 285 RNDr. Zora Priechodská, CSc. (* 1926 † 1989)
- Dušan Obernauer*
Ing. Ivan Marušiak, CSc., šesťdesiatročný 287 Sixty years of Ing. Ivan Marušiak, CSc.
- RECENZIE REVIEWS**
F. Čech: Genéza, dynamika a klasifikácia sedimentárnych panví s ložiskami uhľovodíkov (L. Rozložník) 291 F. Čech: Genesis, dynamics and classification of sedimentary basins with hydrocarbons deposit. (L. Rozložník)
W. Kramer: Magmaticko-geneetické aspekty vývoja litosféry (D. Hovorka) 296 Magma-genetic aspects of the development of lithosphere (D. Hovorka)