

Faciálne podmienky variskej prográdnej metamorfózy v lodinskom komplexe kryštalinika Čiernej hory

SERGEJ PETROVIČ KORIKOVSKIJ¹, STANISLAV JACKO², VLADIMÍR ALEXANDROVIČ BORONICHIN¹

¹ IGEM—AN SSSR, Staromonetnyj per. 35, 109017 Moskva

² Katedra geológie a mineralógie Banickej fakulty VŠT, Park Komenského 15, 043 84 Košice

(Doručené 2. 5. 1989, revidovaná verzia doručená 5. 7. 1989)

Facial conditions of Variscan prograde metamorphism in the Lodina complex of Čierna hora crystalline, Eastern Slovakia

The Lodina complex — forming the central part of the Čierna hora basement of the North Veporic appurtenance, is prevailingly built up of the extensive Alpine diaphtorised metamorphic sequence.

Remnants of the Variscan prograde metamorphism has shown critical parageneses of the staurolite — andalusite — biotite metamorphic subfacies and slight prograde — the South — North trend, of metamorphic conditions within this subfacies of the regional Variscan metamorphism of the unit. According to the application of the garnet — hornblende geothermometer garnet amphibolites of the Lodina complex had originated at the temperature 520—540 °C. The presence of andalusite (instead of kyanite) in micaschists and a high Fe content in coexisting garnet — hornblende pair indicated the pressure of the metamorphism about 300 MPa. Compositional relationships in the main (four) petrological types of the Variscan metamorphism and some proterogenic mineral relics allow also to discuss a protolite character of the basic types of the Variscan prograde metamorphites.

Úvod

Metamorfity lodinského komplexu vykazujú v dôsledku polyaktového vývoja mimoriadne vysokú petrografickú variabilitu. I z toho dôvodu sa doteraz nepublikovali súborné údaje, ktoré by z regionálneho hľadiska prehľadnotili produkty variskej metamorfózy tejto jednotky a exaktnejšie posúdili jej termodynamické parametre. Tento príspevok si kladie za cieľ vyplniť túto medzeru a zaujímať stanovisko aj k otázke protolitu produktov variských metamorfítov lodinského komplexu.

Geologická pozícia lodinského komplexu

Vo veporickom kryštaliniku Čiernej hory boli odlišené tri litostratigrafické jednotky (od SZ na JV): miklušovský komplex, lodinský komplex a komplex Bujanovej (Jacko, 1985). Typickým znakom všetkých troch jednotiek je alpínska, penetratívna vrásovo-šupinovitá stavba (do ktorej sú pojaté aj horniny obalového mezozoika) a adekvátne diaforéza metamorfítov kryštalinika.

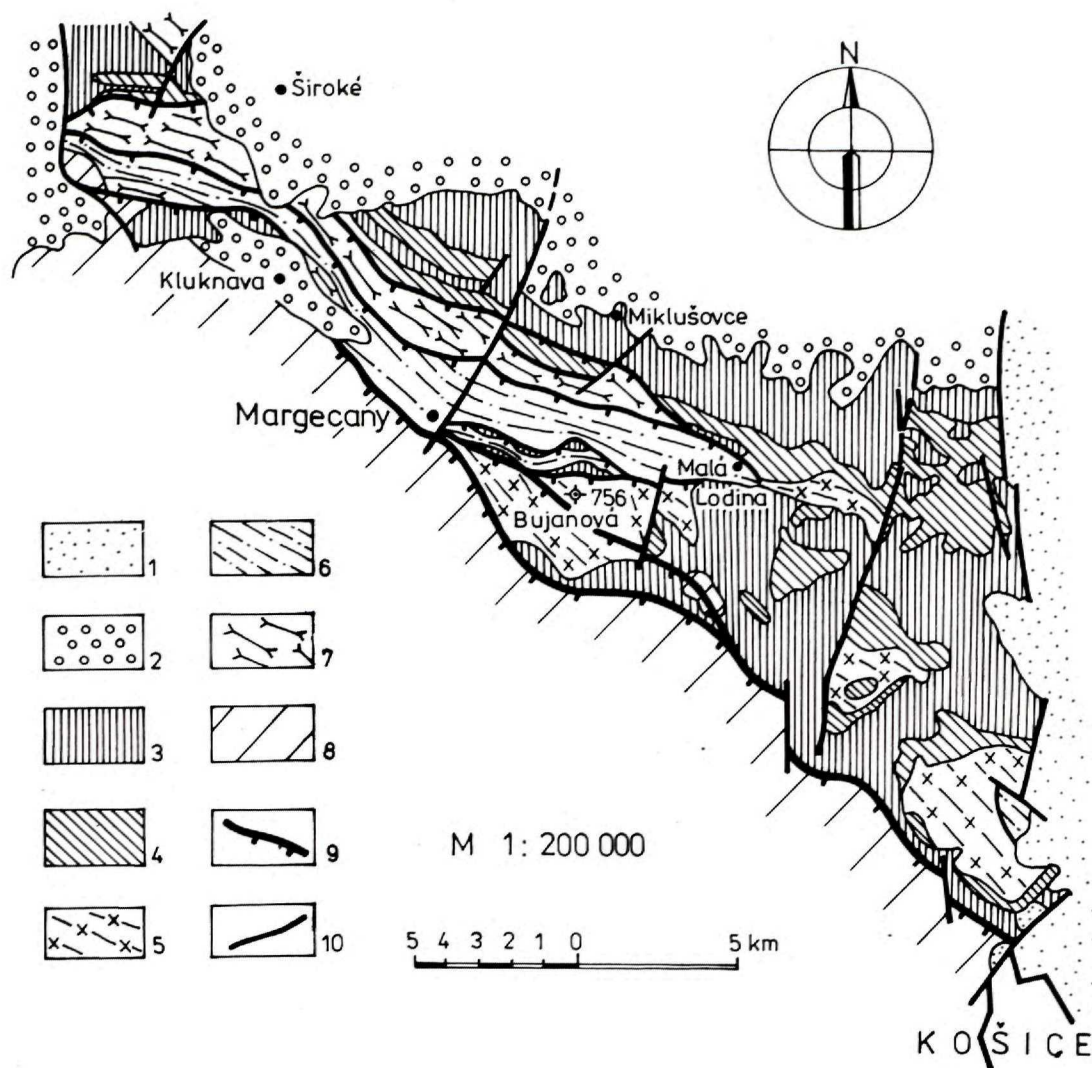
Lodinský komplex zaberá centrálny pruh kryštalinika Čiernej hory (obr. 1). Jeho štruktúru i litologickú osnovu tvoria sz.-jv. zóny fylonitov s prevažne strednými úklonmi obvykle na JZ a s hrúbkou od niekoľko metrov do niekoľko desiatok metrov. Najrozsiahlejšie z nich sprevádzajú regionálne významné

prešmykové zóny založené na styku lodinského komplexu s oboma okrajovými jednotkami. Tak fylonity rolavskej prešmykovej zóny spôsobujú metamorfnú homogenizáciu rúl a svorov lodinského komplexu s migmatitmi, rulami a granitoidmi komplexu Bujanovej (Jacko, 1975). Analogicky fylonity prešmykovej zóny Bystrej sprostredkujú styk metamorfítov lodinského a miklušovského komplexu (Jacko, 1975).

Variské metamorfity vystupujú vo fylonitových zónach len vo forme viac alebo menej diaforitizovaných šošovkovitých reliktov. Na styku lodinského komplexu s rulami a migmatitmi miklušovského komplexu sú v disjunktívne menej postihnutých úsekoch evidentné pozvoľné prechody metamorfítov oboch jednotiek. Na druhej strane pri južnom okraji komplexu (v oblasti Rolovej) sú jedine výskyty granatitických svorov so staurolitom a $\pm$ andaluzitom. Tieto vzťahy spolu s prítomnosťou sillimanitu v miklušovskom komplexe (Jacko, 1975) dokumentujú tak s.-j. zonalitu variskej synkinematickej predgranitoidnej metamorfózy v kryštaliniku Čiernej hory, ako aj jej analogický nárast v rámci lodinského komplexu smerom na sever.

Petrografia základných typov variských metamorfítov lodinského komplexu

Lodinský komplex je tvorený zložením i geneticky heterogénnou sekvenciou metamorfítov, typickou:



Obr. 1. Schematická mapa distribúcie litostratigrafických jednotiek kryštalinika Čiernej hory. 1 — neogénne molasové sedimenty, 2 — paleogén internid Západných Karpát, 3 — obalové mezozoikum, 4 — mladšie paleozoikum, 5—7 — litostratigrafické jednotky kryštalinika, 5 — komplex Bujanovej, 6 — lodinský komplex, 7 — miklušovský komplex, 8 — paleozoikum gemerika, 9 — margecianska prešmyková zóna, 10 — priečne zlomy.

Fig 1. Schematic map of the distribution of lithostratigraphic units of the Čierna hora crystalline complex. 1 — Neogene molasse sediments, 2 — Paleogene of the Internides of the West Carpathians, 3 — envelope Mesozoic, 4 — Late Paleozoic, 5—7 — lithostratigraphical units of the crystalline complex, 5 — the Bujanová complex, 6 — the Lodina Complex, 7 — the Miklušovce complex, 8 — Paleozoic of Gemericum, 9 — the Margecany overthrust zone, 10 — diagonal faults.

— nedostatkom variských synkinematických migmatitov charakteristických pre miklušovský komplex.

— nedostatkom granitoidov a s nimi spätnej neskorotektonickej periplutonickej metamorfózy príznačnej pre komplex Bujanovej.

— rozsiahlou viacetapovou alpínskou diaforézou metamorfítov.

— prítomnosťou mapovateľných telies hydrotermálnych alterácií vrátane prekremenenia viazaných na alpínsku tektoniku.

Zrejmy polymetamorfný charakter kryštalických bridlic lodinského komplexu je indikovaný i minerál-

ne nerovnovážnym stavom (počet zložiek evidentne prevyšuje počet fáz) a doložený štruktúro-petrologickými vzťahmi minerálnych paragenéz jednotlivých (minimálne štyroch) metamorfných etáp (cf. Jacko, 1975, 1984). Z toho vyplýva i značná litologická variabilita lodinského komplexu (bolo napr. vyčlenených 24 petrografických typov metamorfítov, z toho 11 kartograficky odlišiteľných variet).

Napriek uvedeným súvislostiam podarilo sa v rámci lodinského komplexu preukázať štyri základné typy variských metamorfítov, ktoré pravdepodobne odrážajú aj typomorfné znaky ich protolitu. Jedná sa

o dvojsludné kremenné ruly, dvojsludné ruly, svory a amfibolity.

Petrograficky heterogénna skupina dvojsludných kremenných rúl tvorí podstatnú časť lodinského komplexu. Najrozšírenejšie z nich sú muskoviticko-kremenné ruly. Sú to tmavosivozelené, jemnozrné húževnaté horniny s prevažne izometrickými fenoblastami živcov (cca 1,0–2,5 mm) obtekanými lepidogranoblastickým, najmä alpským synkinematickým agregátom kremeňa, muskovitu $\pm$ turmalínu 2 $\pm$ albitu a $\pm$ zoisitových minerálov. Na základe doterajších výskumov (l. c.) je pre diskutované metamorfity reálne počítať s minimálne 10–15 % obsahom alpského novotvoreného kremeňa.

Obsah komponentov variskej metamorfózy. K-živca, plagioklasu (An 27–31), chloritizovaného biotitu, menej muskovitu a leukoxenizovaného ilmenitu, je nepriamo úmerný celkovému modu kremeňa v hornine. Z akcesórií zirkón, apatit, xenotím a monazit vykazujú zvýšený obsah, väčšiu zrornosť a miestami klastogénny charakter. Akcesoricky je prítomný aj turmalín 1, chloritizovaný granát a rutil.

Fenoblasty živcov sú poikiloblasticky, resp. heliciticky plnené biotitom, zirkónom, apatitom a kremeňom. Väčšina „uzavrenín“ kremeňa je nepochybne alpského pôvodu. Ich modus je jednak úmerný intenzite silicifikácie horniny, jednak kontinuálne s týmto procesom narastá rozsah resorpcie živcových fenoblastov až po rozčlenenie živca na výrazne korodované opticky rovnako orientované segmenty. V extrémnych prípadoch vznikajú pseudomorfózy glomeroblastického agregátu kremenných zrn, často s typickým habitom zatláčaného živca.

Časť živcov má zachovaný charakteristický pinakoidálny habitus vulkanogénnych fenokrystov. K-živce tohto typu uzatvárajú plagioklas a biotit. V týchto mineráloch sú navyše uzavreniny apatitu a zirkónu so zreteľne vyšším stupňom idiomorfie než v iných prípadoch. Tieto znaky spolu so zvýšeným obsahom ilmenitu v hornine naznačujú prímies vulkanogénneho materiálu pravdepodobne ryolitového charakteru v protolite metamorfítov.

Dvojsludné ruly tvoria metrové až niekoľko stovák metrov hrubé polohy v predchádzajúcom type rúl. K variskej minerálnej asociácii patria zvyčajne heliciticky plnené, miestami glomeroblasticky akumulované živce (16–20 obj. %, porovnaj tab. 1), kremeň 1, chloritizovaný biotit a granát, muskovit, ilmenit a akcesórie (grafitický komponent, turmalín 1, zirkón a apatit). Alpsku, resp. alpský remobilizovanú asociáciu reprezentuje hlavne kremeň 2 a 3, fengitický muskovit $\pm$ albit, chlorit a sericit.

Pre dvojsludné ruly je charakteristická prítomnosť grafitického pigmentu. Sigmoidálnym usporiadaním vo fenoblastoch živcov dokumentuje synkinematický charakter variskej regionálnej metamorfózy

lodinského komplexu. Rozdielna orientácia lineárne helicitických šmúh medzi susednými zrnami v diaforitoch rúl indikuje existenciu a nerovnomernosť naložených tektonometamorfných procesov.

Muskovit spolu s turmalínom 2 tangenciálne rastie v zámkoch alpských vrás. V zónach intenzívnejšieho vývoja kliváže osovej roviny týchto vrás sú ňou oba minerály deformované.

Dvojsludné ruly vznikali z drôb a aleuritov s možnou prímiesou vulkanogénneho materiálu.

Svory sú hojnejšie zastúpené najmä pri jv. okraji lodinského komplexu. Obvykle tvoria 10–100 m hrubé šošovkovité telesá uložené vo foliácii fylonitov. Najrozšírenejšie sú chloriticko-muskoviticko-kremenné svory a chloriticko-muskovitické svory. Zriedkavejšie, ale z hľadiska diagnostiky P–T podmienok metamorfózy významnejšie sú granatické svory často so staurolitom a $\pm$ andaluzitom, ktoré obvykle vznikajú z metapelitov obohatených o Al. Sú známe z oblasti Rolovej (cf. Jacko, 1975).

Z hľadiska variskej minerálnej paragenézy sa predmetné svory od rúl principiálne líšia nižšou bazicitou plagioklasov (An 24–28), nepodstatným obsahom K-živca, zvýšeným modom oboch slúd a granátu (tab. 1). Svory sú rozsiahle prepracované alpskými tektonometamorfnými procesmi. Biotit je intenzívne chloritizovaný a baueritizovaný, plagioklas sericitizovaný, saurizovaný a zatlačený kremeňom. Kremeň je prítomný v troch až štyroch generáciách. Muskovit 2, turmalín 2 a v istých štruktúrne predisponovaných zónach i biotit 2 mimeticky dorastajú na alpske vrásové štruktúry.

Amfibolity vystupujú vo viac-menej súvislom pruhu najmä pri sv. okraji, menej v centrálnom úseku lodinského komplexu. Tvoria medzifoliačné, šošovkovité, často evidentne izoklinálne prevrásnené telesá v rulách. Majú priemernú hrúbku 3–8 m, výnimočne i 20–30 m. Na základe pozvoľných prechodov do rúl, bežnej prítomnosti vložiek dvojsludných rúl v amfibolitoch a na základe štruktúrnych vzťahov predpokladáme, že amfibolitové telesá sú súčasťou izoklinálne prevrásneného a budinovaného sedimentárno-vulkanogénneho horizontu, ktorého pôvodná hrúbka nepresahovala 100 m. Podľa geochemických vzťahov (Jacko, 1984) protolitom predmetných amfibolitov boli tholeiitické bazalty. Pokiaľ ide o otázku ich para- či ortopôvodu, možno akceptovať prístup Cambela a Kamenického (1982), že za ortoamfibolity možno považovať celú asociáciu metabazitov v tom prípade, ak do tejto skupiny zaradieme aj ich metavulkanoklastiká.

K základným typom amfibolitov lodinského komplexu patria drobno- až jemnozrné amfibolity a granatické amfibolity. Intenzívnejšie diaforitizované (najmä okrajové) úseky amfibolitových telies sú často zmenené na epidotické amfibolity.

TAB. 1
Modálne zloženie základných typov variských metamorfítov lodinského komplexu
Examples of modal composition of basic types of Variscan metamorphites of the Lodina complex

Minerál	1	2	3	4	5	6	7
Plagioklas	2,58	10,53	11,81	0,24	12,92	20,90	15,30
Kremeň	59,99	39,71	55,86	39,19	19,25	5,74	12,90
K-živce	8,50	9,26	5,52	—	—	—	—
Biotit	1,69	18,23	8,80	8,87	—	—	—
Muskovit	19,54	20,19	16,77	30,50	—	—	—
Amfibol	—	—	—	—	62,67	65,52	53,88
Granát	—	1,46	—	12,66	—	—	10,92
Titanit	—	—	—	—	1,36	3,38	1,09
Rudný komponent zoisit	1,10	0,51	0,91	1,22	0,15	0,13	5,14
Akcesórie	0,13	0,12	0,23	0,85	—	0,11	0,77
Epidot — zoisit	—	—	—	—	1,74	2,62	—
Sericit	—	—	—	6,45	—	—	—
Chlorit	6,29	—	—	0,02	—	1,60	—
Kalcit	—	—	—	—	1,74	—	—

Prázdne kolónky — neoverovaný akcesorický modus. V obsahu kremeňa (vz. č. 5) sú započítané aj ložné 0,X mm hrubé šošovky sekrečného kremeňa. Lokalizácia vzoriek: 1 — muskoviticko-kremenná rula, Ružin, šachta nad tunelom, 2—3 — biotiticko-muskovitická rula, Kluknava, Dolinská dolina, 4 — granatický svor, Rolová, 300 m. j. od tunela, 5 — jemno- až drobnozrnný amfibolit, Kluknava, Dolinská dolina, 6 — drobnozrnný amfibolit, Kluknava, Dolinská dolina, 7 — granatický amfibolit, Kluknava, Dolinská dolina.

TAB. 2
Zmena zloženia (hmotn. %) zonálneho granátu z granatického amfibolitu (vz. B—ČH 61 A)
Change in composition (wtg. %) of zonal garnet from garnet amphibolite (sample B—ČH 61 A)

Č. anal.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	37,49	37,69	37,95	37,95	37,73	38,16	37,62	38,19	37,86	38,16	38,24	37,03
Al ₂ O ₃	20,99	21,10	20,83	20,95	20,66	21,10	20,66	21,01	21,02	21,07	21,02	20,75
FeO	28,60	28,60	28,78	28,26	27,83	27,95	27,77	27,26	27,99	27,43	27,52	29,25
MnO	0,09	0,37	0,66	0,86	1,20	1,84	2,04	1,24	0,47	0,58	0,08	—
MgO	1,34	1,03	0,72	0,92	0,66	0,84	0,79	1,08	0,99	0,99	1,21	1,11
CaO	9,45	9,49	9,65	9,72	9,97	9,52	8,88	10,15	10,42	10,87	10,02	9,89
Spolu	97,96	98,28	98,59	98,66	98,05	99,41	97,76	98,93	98,75	99,10	98,09	98,03
Fe/Fe + Mg, %	92,3	94,1	95,5	94,5	95,9	94,9	94,9	93,3	94,0	93,8	93,0	93,6

Časť zrna: 1 — okraj, 2—5 — ľavá polovica, 6 — stred, 7—11 — pravá polovica, 12 — okraj.

Orientované granonematoblastické drobn- až jemnozrnné amfibolity obsahujú dve generácie plagioklasov. Úplne sericitizované a saurizované plagioklasy 1 zatláča plagioklas 2 (An 34—36), ako aj podľa γ' hnedozelený amfibol 1 (γ'/c 21—24°). Amfibol 1 je hlavne v terminálnych úsekoch zatláčaný modrozeleným (γ') amfibolom 2 (γ'/c 17—20°), ktorý však tvorí aj medzifoliačné megablasty bez jednoznačného vzťahu k amfibolu 1. Akcesorický modus majú kremeň, apatit, rutil, ilmenit. Obsah epidotu — klinozoisitu, chloritu a kalcitu závisí od intenzity diaforitického prepracovania horniny.

Granatické amfibolity tvoria maximálne 50 cm hrubé difúzne polohy v predchádzajúcom type alebo na jeho okrajoch. Zvyčajne obsahujú cm — dm vložky diaforitizovaných rúl. Sú zrejme metamorfným produktom vulkanoklastik, o čom okrem terén-

nych vzťahov svedčí aj zvýšený modus kremeňa (cf. tab. 1), akcesorický obsah 0,0X mm šupiniek biotitu a poikilitických megablastov granátu (max. 2,5—3,2 mm). Navyše obsahujú len jednu generáciu plagioklasu (An 28—32).

Kritické minerálne asociácie a faciálne podmienky variskej metamorfózy v lodinskom komplexe

Základné typy kryštalických bridlic lodinského komplexu obsahujú nasledujúce kritické minerálne asociácie variskej regionálnej synkinematickej metamorfózy:

Dvojsludné kremenné ruly

$Mu \pm Bi + Pl + Ksp + Q \pm Ilm$

$Mu + Bi + Pl \pm Gr + Ksp + Ilm \pm Tour$

TAB. 3

Zloženie amfibolov a plagioklasov na styku s granátom v granatických amfibolitoch
(vz. B—ČH 61A)

Composition of amphiboles and plagioclases at the contact with garnet in garnet amphibolites (sample B—ČH 61 A)

Č. anal.	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	42,38	41,65	63,67	61,58	41,94	42,23	60,73	60,58
TiO ₂	0,50	0,64			0,40	0,50		
Al ₂ O ₃	15,81	15,91	23,18	23,81	16,66	16,58	24,87	25,04
FeO	19,66	19,19			18,47	18,56		
MnO	—	—						
MgO	6,63	6,98			7,16	7,13		
CaO	10,11	10,25	3,92	4,86	10,62	10,67	5,94	5,88
Na ₂ O	2,94	2,50	9,06	9,28	2,83	2,70	8,62	8,27
K ₂ O	0,27	0,36	0,57	0,11	0,19	0,22	0,06	0,08
Spolu	98,30	97,49	100,40	99,64	98,27	98,59	100,22	99,85
Fe/Fe + Mg %	62,5	60,7			59,1	59,3		
% An			19,3	22,4			27,6	28,2

Okraj granátu: 13—16 ľavý, 17—20 — pravý. Minerál: 13, 14, 17, 18 — amfibol, 15, 16, 19, 20 — plagioklas.

Dvojsľudné ruly

Bi + Mu + Pl + Ksp ± Gr + Q + Ilm ± Tour

Bi + Mu + Pl + Ksp + Gr + Q + Ilm ± Tour

Svory

Mu ± Bi ± Pl + Q

St ± Andl + Gr + Bi + Mu ± Pl + Q ± Tour

Amfibolity

Hrb + Pl + Ilm + Sph ± Q

Gr + Hrb + Plag + Ilm + Sph + Q

Andl — andaluzit, Bi — biotit, Gr — granát, Hrb — amfibol, Ilm — ilmenit, Ksp — K-živce, Mu — muskovit, Pl — plagioklas, Q — kremeň, Sph — titanit, St — staurolit, Tour — turmalín.

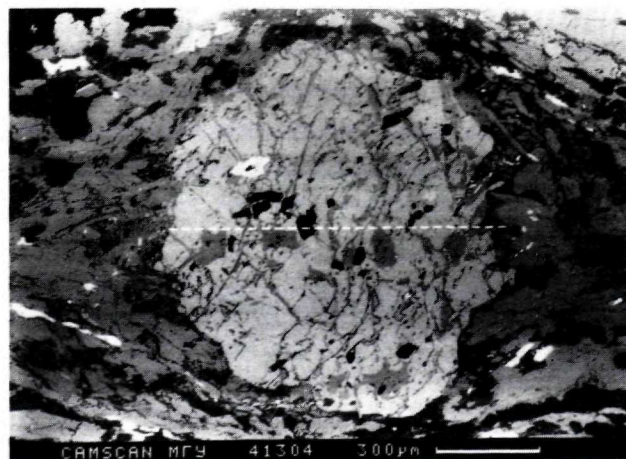
Tieto asociácie dokumentujú podmienky staurolitovo-andaluzitovo-biotitovej subfácie (Korikovskij, 1979) variskej regionálne synkinematickej metamorfózy kryštalickej bridlic lodinského komplexu. Na petrogenetickej sieti zodpovedajú tlakom okolo 300 MPa a teplotám 520—540 °C. Relatívne nízky interval teplôt objasňuje neprítomnosť migmatitov, eventuálne synmetamorfných granitoidov v lodinskom komplexe.

Rovnovážne minerály v granatických amfibolitoch

Granatické svory so staurolitom a ± andaluzitom sú do takej miery diaforitizované, že sa v geotermometrii nedajú použiť. Preto sme študovali zachovalejšiu asociáciu granát — amfibol — plagioklas z granatických amfibolitov Dolinskej doliny (severne od Kluknavy), ktorá je petrogeneticky dostatočne informatívna. V študovanej vzorke je amfibol mierne zatláčaný agregátom chloritu a epidotu, časť

plagioklasov je sausuritizovaná, ale ostatné sú relatívne čerstvé. Pozoruhodný je vysoký obsah rudnej zložky (tab. 1). Porfýroblastický granát (obr. 2) obsahuje ilmenit, epidot i amfibol, miestami s výrazne sigmoidálnym usporiadaním uzavrenín.

Z elektrónových mikroanalýz granátu (tab. 2) vyplýva, že smerom od centra k okraju porfýroblastu sa znižuje obsah Mn, vcelku analogický trend vykazuje pomer Fe/Fe + Mg (obr. 3) a zvyšuje sa obsah Mg. Z toho vyplýva zachovanie progradnej zonálnosti granátu takmer v celom profile zrna. Iba v úzkej okrajovej časti na pravej strane



Obr. 2. Analyzovaný porfýroblast granátu z granatického amfibolitu lodinského komplexu (lokalita Dolinská dolina sev. od Kluknavy, vzorka B—ČH 61 A). Čiarkovane — línia mikrosondového profilu. Fotografované v odrazených elektrónoch.

Fig. 2. Analysed phenocryst of garnet from garnet amphibolite of the Lodina complex (the Dolinská Valley locality north of Kluknava, sample B—ČH 61 A). Dashed — the line of electron microanalyser profile. Photographed in reflected electrons.

zrna (obr. 2, tab. 2) na styku s amfibolom zvýšená hodnota $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$ naznačuje mierne prejavy retrográdnej zonálnosti. Pozoruhodný je i mimoriadne vysoký koeficient železnatosti granátu (95–96 % v centre a 92–93 % na okrajoch porfyrblastu).

S granátom rovnovážne amfiboly (tab. 3) majú nízky obsah TiO_2 (0,4–0,6 hmotn. %), zvýšený obsah Al_2O_3 (15,9–16,9 hmotn. %) a Na_2O (2,5–2,9 hmotn. %). Takéto hodnoty sú typické pre Ca-amfiboly strednotepelných zón metamorfózy (napr. Korikovskij, 1967; Laird, 1985). Plagioklasy majú premenlivé zloženie (19–28 %, tab. 3).

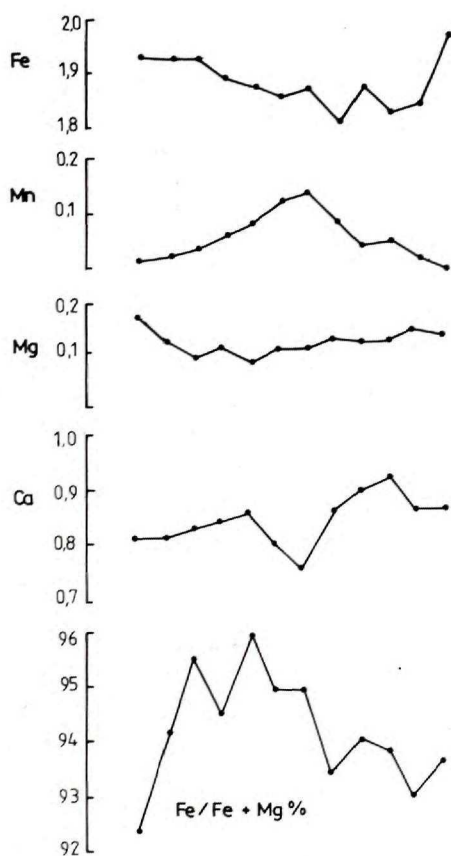
Granátovo-amfibolový geotermometer (Graham

a Powell, 1984) poskytol v okrajových častiach granátu príliš vysoké (620–640 °C) teploty metamorfózy. Je to pravdepodobne podmienené značnými chybami všetkých geotermometrov v asociáciách s vyšším obsahom železa. Takéto teploty (pri $P_s \sim 300\text{--}350$ MPa) v rámci metapelitov zodpovedajú na petrogenetickej sieti oblasti stability Sill + K-živce, t. j. podmienkam za hranicou stability nielen staurolitu, ale aj muskovitu s kremeňom. To je v protiklade s reálnymi paragenézami lodinského komplexu, v ktorom je stabilný andaluzit a staurolit-muskovit, a nie sillimanit. Treba ale počítať so zvýšením stupňa metamorfózy v rámci lodinského komplexu smerom k severu (porovnaj vyššie). Adekvátny nárast teploty však pravdepodobne neprevýšil interval teplôt príslušnej subfácie metamorfózy.

Aj vysoký obsah železa v granátoch (ktorý sa nezachováva pri vyšších teplotách ako 550–650 °C) a nízky obsah Ti v amfiboloch poukazujú na strednotemperatúrne podmienky predmetnej metamorfózy, zodpovedajúce staurolitovo-andaluzitovo-biotitovej subfácii. Z týchto dôvodov považujeme teplotný interval 520–540 °C varisej regionálne synkinematickej metamorfózy lodinského komplexu za viac pravdepodobný. Prítomnosť andaluzitu (namiesto kyanitu indikujúceho skôr vyššie tlaky) a vysoký obsah Fe v koexistujúcej dvojici granát – amfibol dokumentuje tlakový parameter neprevyšujúci 300 MPa.

Literatúra

- Graham, C. M. a Powell, R. 1984: A garnet-hornblende thermometer: Calibration, testing and application to the Pelona Schists, S. California. *J. Met. Geol.*, 2, 1, 13–31.
- Jacko, S. 1975: Litologicko-štruktúrna charakteristika južnej časti kryštalinika bujanovského masívu. *Manuskript — archív PF UK Bratislava*, 304 s.
- Jacko, S. 1984: Štruktúro-metalogenetická štúdia Braniska a Čiernej hory. [Záverečná správa.] *Manuskript — Geofond Bratislava*, 295 s.
- Jacko, S. 1985: Litostratigrafické jednotky kryštalinika Čiernej hory. *Geol. Práce, Spr.*, 82, 127–133.
- Korikovskij, S. P. 1967: Voprosy magmatizma, metamorfizma i metasomatoza. *Moskva, Nauka*, 204 s.
- Korikovskij, S. P. 1979: Fácii metamorfizma metapelitov. *Moskva, Nauka*, 263 s.
- Laird, J. 1982: Amphiboles in metamorphosed basaltic rocks: greenschist facies to amphibolite facies. In: *Amphiboles: Petrology and experimental phase relations. Miner. Soc. Amer., Reviews in Mineralogy*, 9B, 113–137.



Obr. 3. Zmeny zloženia zonálneho granátu vo vzorke B—ČH 61 A v profile: okraj — centrum — okraj zrna (obr. 2, tab. 2).

Fig. 3. Changes in the composition of zonal garnet from the sample B—ČH 61 A in the profile: margin — centre — margin of the grain (Fig. 2, Tab. 2).