

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 kryštálické komplexy pohorí Suchý, Malá Magura a Malá Fatra sú reprezentované metamorfítmi i erupťivami granitového radu. Geológii, 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 pohoríach 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-

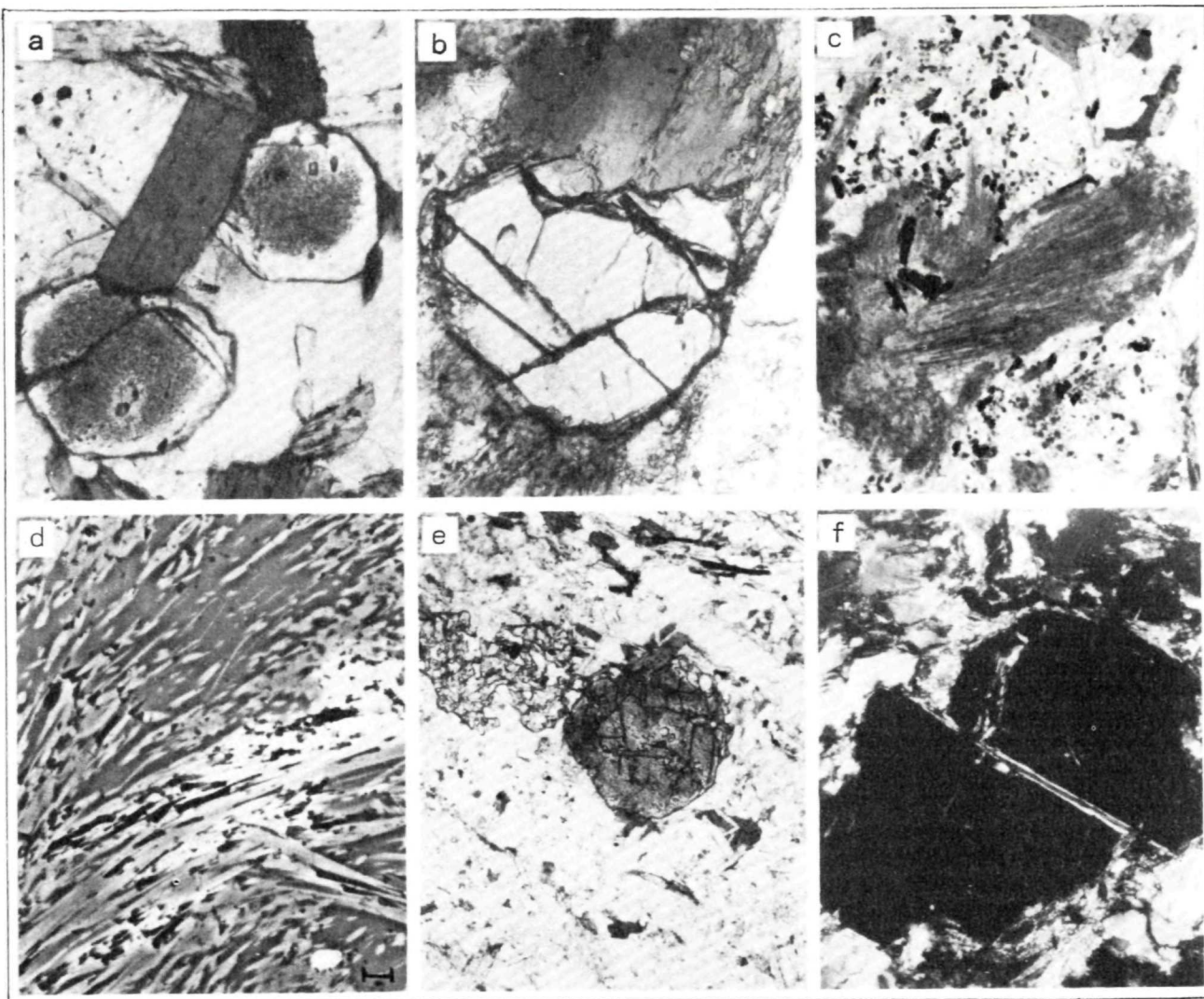
morfné zóny: staurolitovo-andaluzitovo-biotitovú a sillimanitovo-biotitovo-muskovitovú. Z minerálnych asociácií na základe použitia petrogenetickej sieťky odhadli podmienky metamorfózy v rozsahu 540—590 °C pri tlaku 300 MPa. Dyda (1988) na základe bilancie H₂O v metamorfítoch Suchého a Malej Magury predpokladá uplatnenie sa retrográdnych 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 rulách 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 odlišiť 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 dotýkajúce sa jadra s uzavreninami 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 kumuloblaste sillimanitu sú zachované relikty biotitu. Rudný pigment (rutil, ilmenit) vzniká ako produkt rozpadu biotitu. Vzorka 26 S, // pol., zv. 58x.

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

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. $\times$ 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 μ m.

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 analýzach. 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

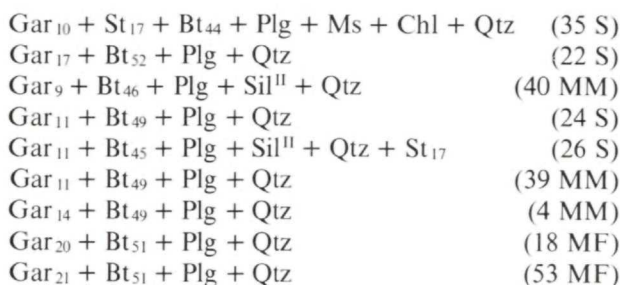
Minerálne asociácie v študovaných vzorkách rúl zo Suchého, Malej Magury a Malej Fatry
Mineral assemblages of investigated samples of gneiss from the Suchý, Malá Magura and Malá Fatra Mts.

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 — lemy), Gar^{II+} — nukleáčne jadrá granátov. Chlorit vo vzorkách 18 MF a 53 MF je produktom naložených procesov (zatláčania granát a biotit), muskovit (okrem vzorky 35 S) je prítomný len v akcesorickom množstve.

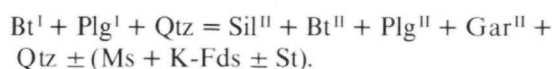
Podľa minerálnych asociácií prítomných v nami študovaných vzorkách (tab. 1) a podľa vzťahov medzi

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 uvedených 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 matrice. 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 jadrmi (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			3		9		12			3		7	
	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

1 ⁺	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	1,18
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	49,10

Minerály v tab. 2 a 3 analyzovali Krištín a Gregorová elektrónovým mikroanalýzátorom Super Probe 733 v laboratóriu CLEM Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave. 1⁺ — 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 uzavreninami 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 (Fedkin 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 prítomný 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 jadri 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 pohoriach. Nové výsledky upresnili niektoré zistenia uvedené v predchádzajúcej práci (I. 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

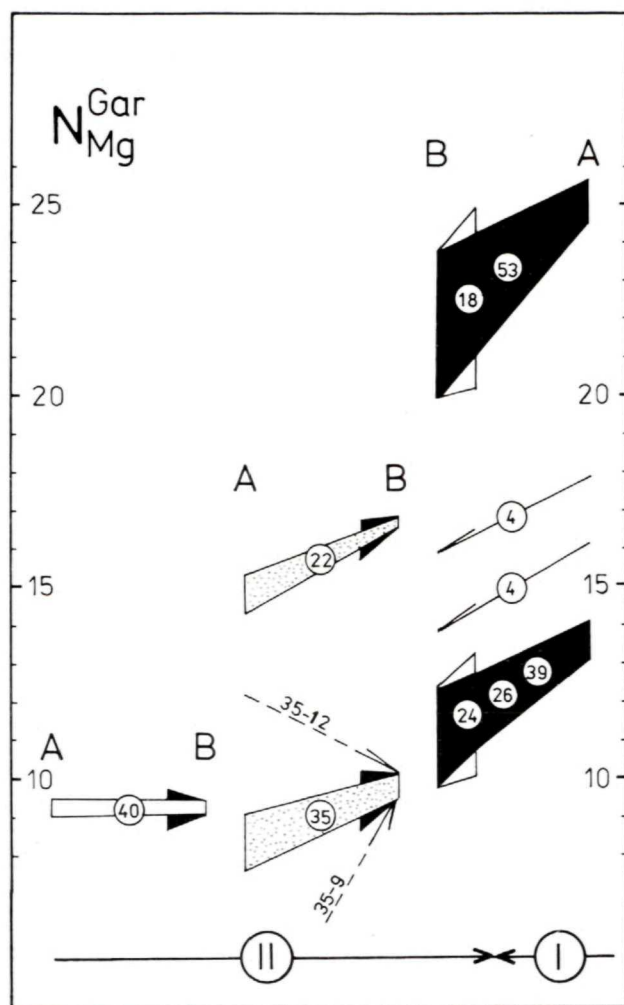
metamorfnej rekryštalizácie, ktorá dosahuje hodnoty 600 °C. Pri takejto teplote dochádza k homogenizácii v zložení granátov (Yardley, 1977; Woodsworth, 1977). Znamená to, že jadrá granátov tejto vzorky nie sú klastogénneho pôvodu.

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 reprezentovaných 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 %.

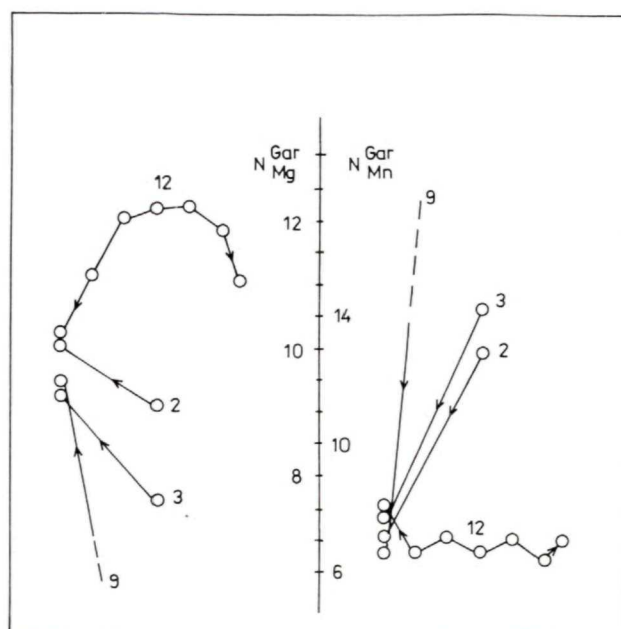
Polymetamorfny charakter rúl s regresívnymi granátmi a vzťah biotitu k jadrú a okraju granátov nás v niektorých prípadoch (obr. 1a) viedli k predpokladu, že v týchto rúlach sú prítomné 2 generácie biotitov, ale štúdiom ich chemického zloženia sa nám to nepodarilo jednoznačne potvrdiť. Veľká väčšina biotitov 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 Bt¹ 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 nezónálnych 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 — relic 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 dotted 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

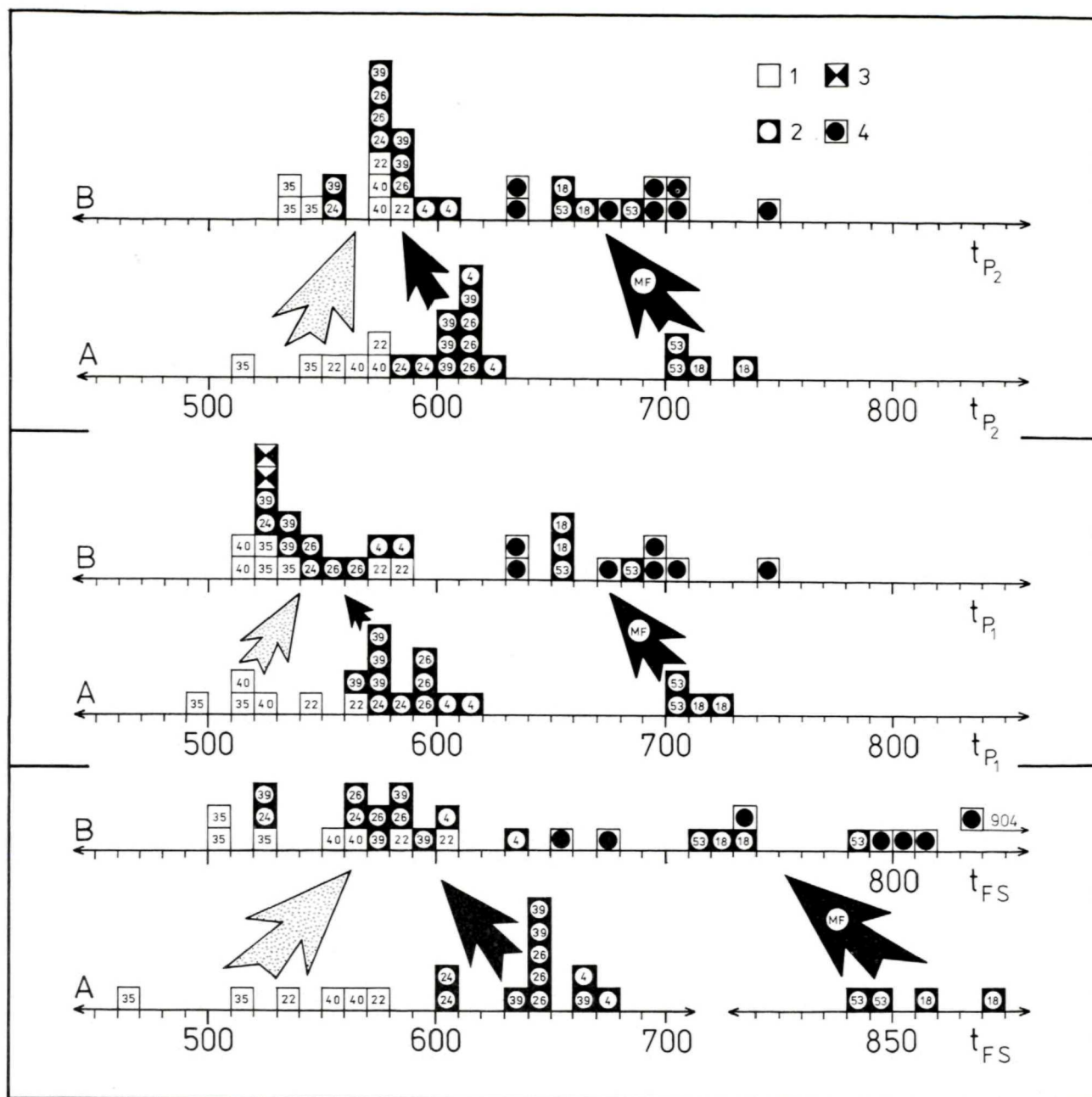


Obr. 3. Charakter zmeny N_{Mg}^{Gar} a N_{Mn}^{Gar} rôznych typov granátov zo vzorky 35-S. Analyzované body (krúžky) v granátoch sú uvedené v tab. 2 okrem granátu 12 (Mérés, v tlači) a profilu granátu 9 (Hovorka et al., 1987 pod označením 35-Sa). Šípka v smere stred — okraj granátu.

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 rúlach, v ktorých bol rozdiel P-T-X podmienok prvej a druhej metamorfnej fázy najväčší, došlo až k sillimanitizácii Bt^I .

Granáty v rúlach 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 metamorfna 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-stauroolitovým 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_{P_1} , t_{P_2} — vysvetlivky sú uvedené pod tab. 4. Z trendu zmeny teplôt v smere stred — okraj granátov, ako aj z ich absolútnych hodnôt (t_{P_2}) 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-stauroelite thermometer (3), or geothermometric results obtained by Korikovskij et al. (1983) for the Malá Fatra Mts. Stipped arrow shows temperature change in progressively zoned garnet, full arrow indicates the same in regressively zoned garnet. t_{FS} , t_{P_1} and t_{P_2} are values explained in Tab. 4. Trends of temperature changes from garnet core to rim as well as the absolute temperatures (t_{P_2}) 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_{Pl}^{-o}	536	—	526	—	529	525	521	588	576	545	522	552
t_{Pl}^{-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	579	556	585	590	603	729	738	717	782
			602 ⁺									
t_{FS}^{-s}	647	648	645	642	661	637	664	672	856	896	834	834
t_{Pl}^{-o}	561	545	532	531	503	538	572	585	654	660	651	687
			544 ⁺									
t_{Pl}^{-s}	595	591	569	568	575	565	506	613	715	728	703	709
t_{P2}^{-o}	582	570	581	579	556	585	590	503	654	665	651	687
			590 ⁺									
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	378	304	402	405	460	568	534	575	632
			410 ⁺									
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_{Pl} — Perčuk et al. (1983) bez korekcie na mangán v granátoch; t_{P2} — (l. 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 čierneho 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, bazické 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 disjunktívne 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. 1/4 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 (Fedkin et al., 1983) sú na základe páru okraj granátu a staurolitu 527 °C a na základe stredu 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 celkovo regresívny charakter chemickej zonálnosti, vznikol v podmienkach II. metamorfnej fázy, čo potvrdzuje aj vypočítaná teplota ($t = 527$ °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. 1/2 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.

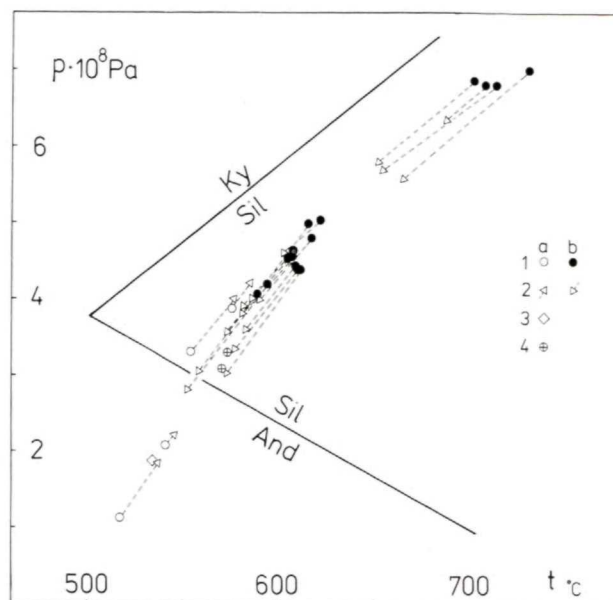
Diskusia

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 majúcich iba znaky progresívnej (t. j. II. metamorfnej fázy) metamorfozy (35 S, 22 S) a prítomnosť dokonale vyvinutých porfyroblastov 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. ekviliáciu 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 granátov (Gar^{II+}), resp. okraje regresívne zonálnych granátov. Prítomnosť sillimanitu v týchto granitoch, ich relatívna čerstvosť oproti iným typom granitov týchto pohorí, ako aj peraluminózný charakter môže poukazovať na vzájomný časový vzťah intrúzie týchto granitov a metamorfozy 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

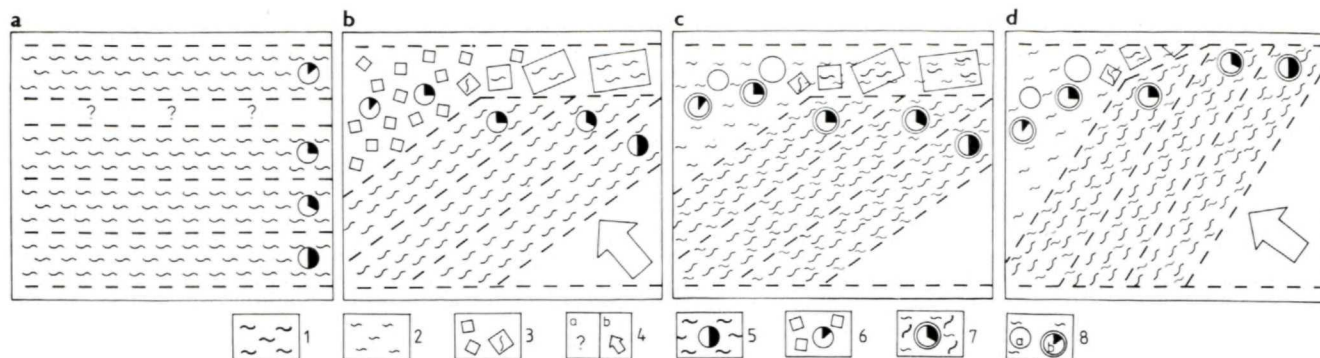


Obr. 5 Výsledky geotermometrie a geobarometrie rúl Suchého, Malej Magury a Malej Fatry v diagrame p-t s trojným bodom Al_2SiO_5 modifikácií podľa Holdaway (1971), t a p vypočítané granátovo-biotitovým termometrom: zo stredov (1) a okrajov (2) progresívne (a) a regresívne (b) zonálnych granátov, 3 — z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

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

morfo-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 slabý rekryštalizačný účinok, priebeh metamorfno-rekryštalizačných procesov I. metamorfnej fázy v rúlach 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-

sivny charakter na bloky a na podložie z metamorfítov 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 metamorfítov. Ich priestorovú distribúciu bude možné definovať až po následnom detailnom štúdiu.

Literatúra

- Cambel, B., Korikovskij, S. P. 1986: Varisejskij retrogradnyj metamorfizm i alpijskij diaflorez 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., Girnis, A. V., Jakovleva, L. Ju. 1983: Termodinamičeskije 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., Krištín, 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 zónaľnosť v kristallinikume Suchi i vysokotemperaturnyj autometasomatoz v glinozemnistych granitach Stražovskich 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: Diafloreza 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., Krištín, J. 1986: Zónaľnosť granátů 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 termodinamičeskich 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.