

Petrochemické znaky granitoidných hornín kôrového pôvodu Ľumbierskej 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 Ľumbier 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 rozvíjať 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 Ľumbierskej 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-

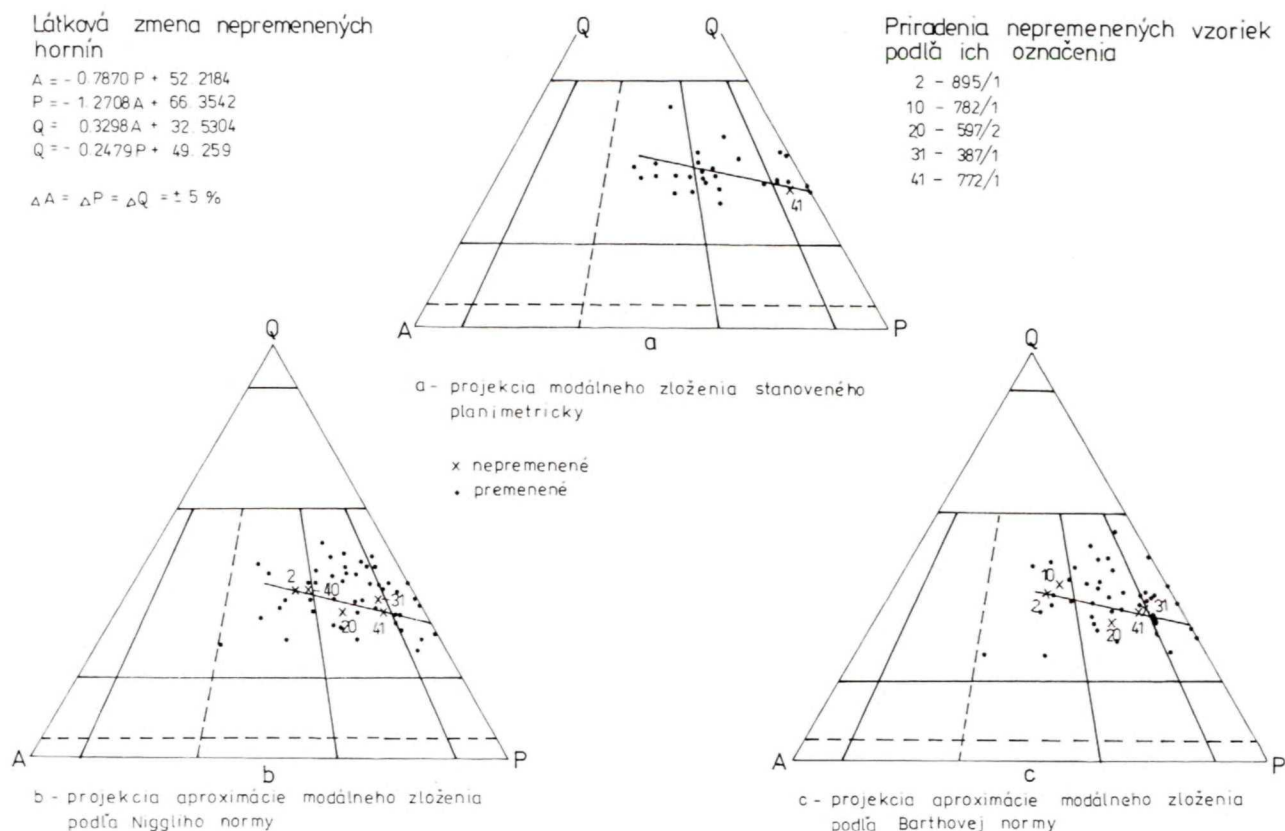
Látková zmena nepremených hornín

$$\begin{aligned} A &= -0.7870 P + 52.2184 \\ P &= -1.2708 A + 66.3542 \\ Q &= 0.3298 A + 32.5304 \\ Q &= -0.2479 P + 49.259 \end{aligned}$$

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

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 Ďumbierskej zóny Nízkych Tatier.

Fig. 1. Classification of plutonic rocks in the Ďumbier 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 Streckeisenovho 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 feldšpatitizované vzorky, ktoré boli následne hydrotermálne alebo tektonicky premené. Aby sme mohli vzorky priradiť k nepremeným horninám, treba zohľadniť aj ďalšie doplňujúce 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 vnesenými 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 vnesených 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 Storer, 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.

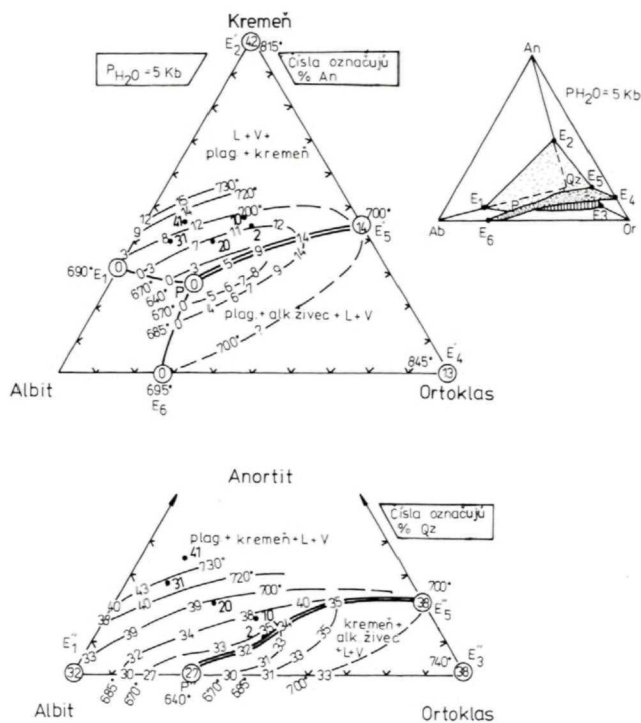
Po dosadení $X_{\text{AF}} = 0,1944^*$ a $X_{\text{PF}} = 0,7717^{**}$, ktoré vystihujú záver magmatickej kryštalizácie v študovanom hlbinnom telese, sme pre $p = 1 \text{ kb}$ (čo zodpovedá asi hĺbke 3–4 km) dostali hodnotu $911,66^{\circ}\text{K}$, čo je $638,51^{\circ}\text{C}$. Z porovnania takto stanovenej teploty záveru magmatickej kryštalizácie s polohou figuratívneho bodu vzorky 895/1 (2), čo je biotitický granit, s ohľadom na priebeh izoteriem vykreslených v trojzložkovom systéme An — Ab — Or vyplýva, že teplota spomenutého záveru magmatickej kryštalizácie hlbinného telesa Ľuberskej zóny Nízkych Tatier sa naozaj mohla pohybovať okolo 650°C . Priebeh izoteriem zobrazuje teploty na kotektickej ploche. Samotný počiatok kryštalizácie minerálu, v poli ktorého magmatická kryštalizácia začala, by podľa experimentálnych skúsenosti 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.

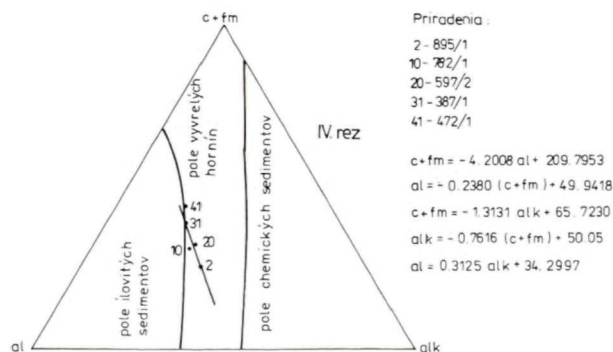
Uvedený počet hodnotených vzoriek neumožňuje na tomto mieste podať štatistickú charakteristiku

*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 rezoň Niggliho projekčného tetraedra.

Fig. 3. Plot of unaltered or 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 dumbierskej zóny Nízkych Tatier
 Chemical composition and Niggli's values of granitoids from the Ďumbier 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

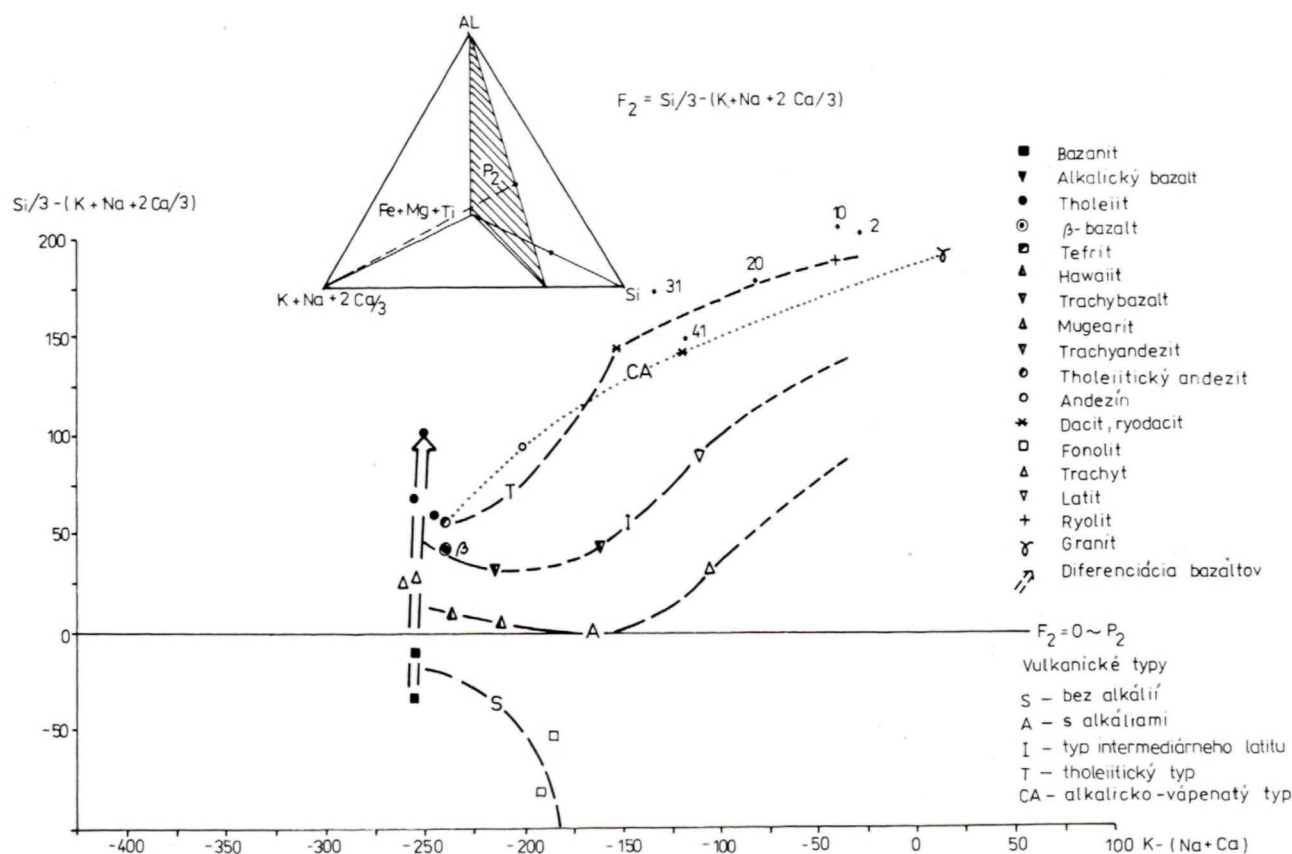
látkového zloženia jednotlivých nepremených petrografických typov. Preto chceme rozviesť iba niektoré látkové vzťahy, ktoré nás budú z hľadiska postaveného problému zaujímať. Z uvedených hmotnostných obsahov podstatne zastúpených kyslíčnikov vyplýva, že od granitov cez granodiority k tonalitom ide o 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 nepremených 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 . Prítom vieme, že al je parameter, ktorý zohľadňuje v hornine množstvo Al a alk celkové množstvo K a Na . Tiež z analytického vyjadrenia

$$al = 0,3125 alk + 34,2997$$

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.

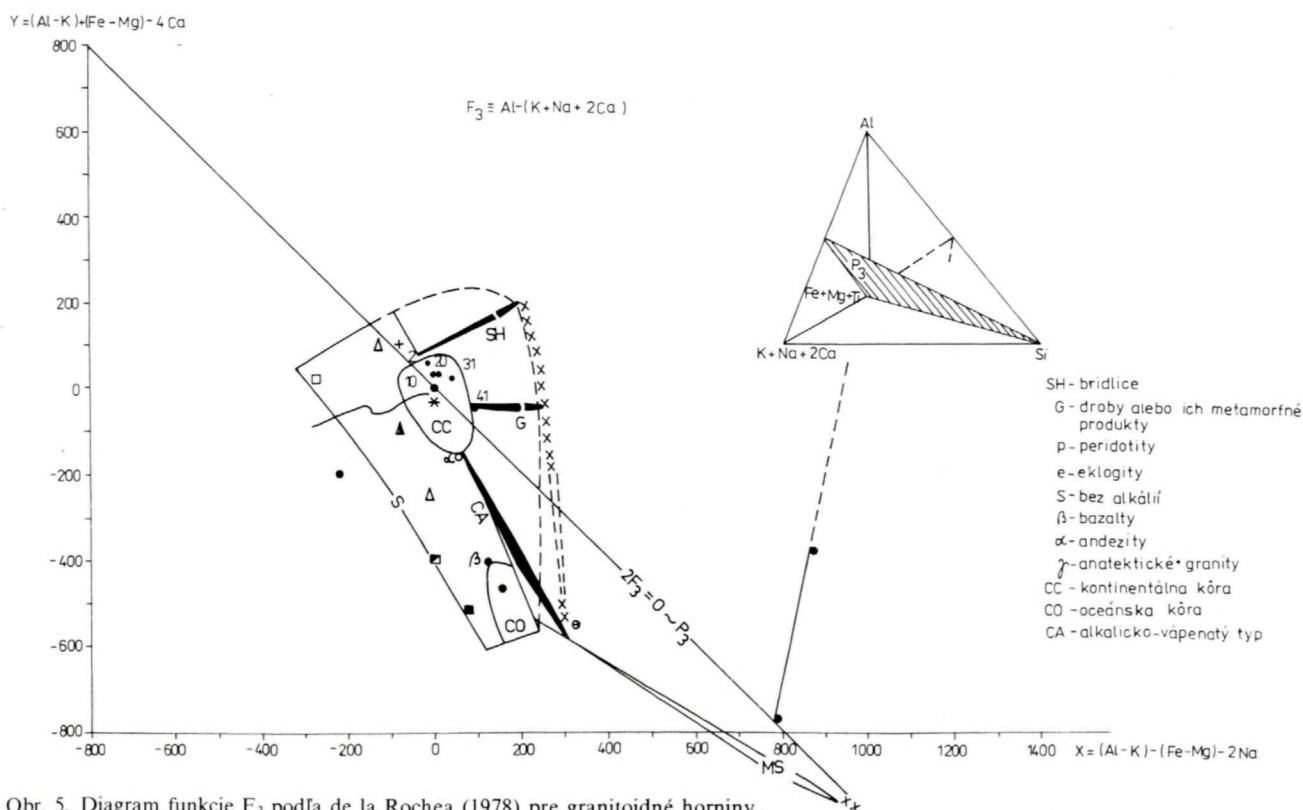
nách podieľajú predovšetkým živce, je zrejmé, že približovanie figuratívnych bodov analyzovaných vzoriek k poľu ílovitých sedimentov nie je potrebné spájať ani tak s úbytkom živcov, ako so vzrastom celkovej sumy parametrov c a fm . Pri vzorke tonalitu 772/1 (41) je táto tendencia ešte výraznejšia.

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.

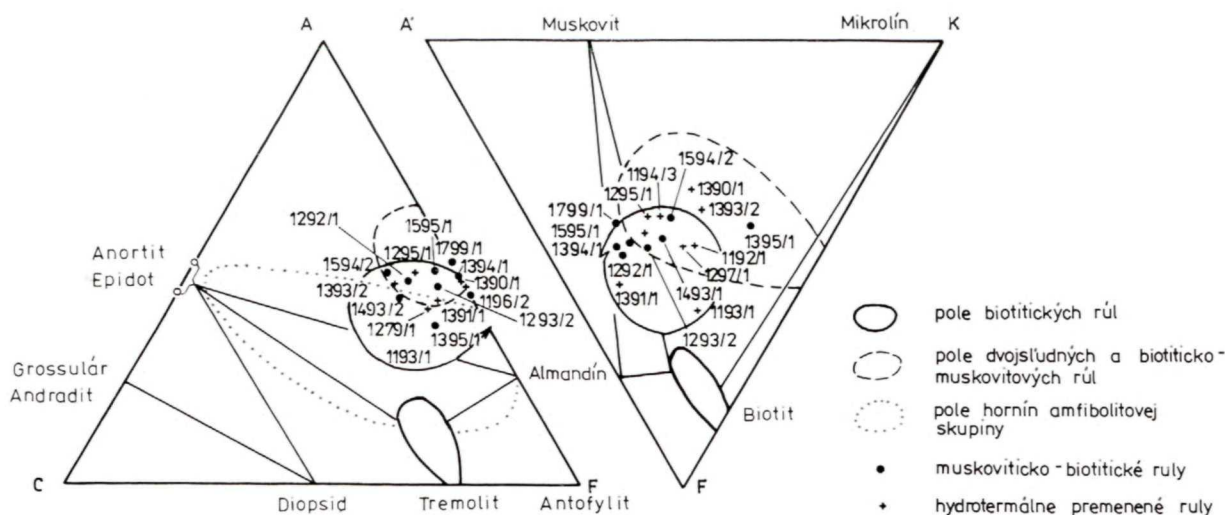
Základná petrografická a petrochemická charakteristika hornín metamorfovaného komplexu

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.



Obr. 6. Faciálny diagram amfibolitovej fácie.

Fig. 6. Facial diagram of the amphibolite facies.

ďumbierskej zóny Nízkych Tatier sa najčastejšie podieľajú zmesné horniny krajných členov vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia, a to najmä ílovito-piesčitých a slienitých sedimentov, ako aj vyvrené horniny, a to kyslého aj bazického vulkanizmu. Podobný názor, najmä čo sa týka hornín späť s bazickým vulkanizmom, vyjadruje práca Pitoňáka a Spišiaka (1988). Uzavreté krivky na faciálnom diagrame amfibolitovej fácie (obr. 6; Gubač, 1985) ohraničujú látkový rozptyl biotitických rúl s oboma sludami, ako aj rozptyl hornín amfibolitovej skupiny. Figuratívnymi bodmi (bodka, krížik) boli vynesené iba vzorky muskoviticko-biotitických rúl, ktorým pri tomto hodnotení budeme venovať pozornosť. Z polohy figuratívnych bodov vidieť, že najviac ich padlo do oblasti, kde sa polia spomenutých krajných členov navzájom prekrývajú. Zo zmesnej povahy týchto vzoriek často rezultovala páskovaná stavba, ktorá, ako je známe, sa považovala, prípadne sa ešte považuje, za prejav migmatizácie. V tab. 3 sú uvedené hmotnostné obsahy oxidov niekoľkých takýchto vzoriek a výsledky Niggliho petrochemického prepočtu. Obr. 7 je projekcia podľa hlavných číselných charakteristík tohto prepočtu. Figuratívne body zohľadnených metamorfovaných hornín padli do rezu II, III a IV. Do IV. rezu padli figuratívne body tých vzoriek, ktoré sa ocitli v poli vyvrených hornín. Graficky sme tiež naznačili tú istú lineárnu závislosť, ktorú sme vyznačili pri granitoidných horninách na obr. 3. Vidíme, že metamorfované horniny rulového charakteru sa svojimi figuratívnymi bodmi držia tej istej závislosti ako granitoidné horniny. Ide zrejme o horniny rovnakej látkovej povahy, ale vulkanického pôvodu, teda o metamorfované horniny kyslého vulkanizmu. Figuratívne body, ktoré padli do ostatných rezov, padli prevažne na hranicu poľa vyvrených a ílovitých

sedimentov s tendenciou rozšírenia do posledne spomenutého poľa. Najviac sa ich však koncentruje v oblasti, ktorá zodpovedá IV. rezu, kde sa vyskytujú v poli vyvrených hornín. Treba počítať s tým, že popri látkovom vývoji hlbinných hornín, ktorý rezultoval z ich diferenciačného vývoja v procese intrúzie, treba počítať aj s látkovým spektrom odvodeným od látkovej variabilnosti zdrojových hornín. Keď teda chceme ozrejmiť prvý zo spomenutých problémov, musíme si najskôr priblížiť druhý problém.

Látkový vývoj od rúl ku granodioritom a tonalitom

Aby sme posúdili naznačenú možnosť, predpokladáme, že biotitický granodiorit reprezentovaný vzorkou 387/1 (31) vznikol z páskovanej muskoviticko-biotiticko ruly vzorky 1292/1 (67). Tento vývoj je možný podľa chemickej reakcie, ktorej látkovú rovnosť zabezpečíme pripísaním tomu zodpovedajúcich fáz:

muskoviticko-biotitická rula → biotitický granodiorit + muskovit + kremeň.

Tento i ďalšie nižšie uvedené petrologické modely sa riešili pomocou matematického a počítačového programu GENMIX, publikovaného v práci Le Maitreho (1981). Výsledky modelu vyjadreného poslednou rovnicou sú uvedené v tab. 4.

Pod označením Mus 1299/2 je uvedené chemické zloženie muskovitu z muskoviticko-biotitického granodioritu vzorky 1299/2. Analýzu tohto i ďalších nižšie uvedených minerálov urobil Kotrba v laboratóriu mikroanalýzy ÚÚG v Prahe. Do výpočtu sme nezahrnuli obsah H_2O i ďalších ľahkoprchavých zložiek, ktoré dopĺňujú uvedené hmotnostné percentá na 100. Uvedené percentuálne množstvá vyjadrujú

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
P1 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
Rozdiel medzi dvoma vypočítanými zloženiami:												1,5292

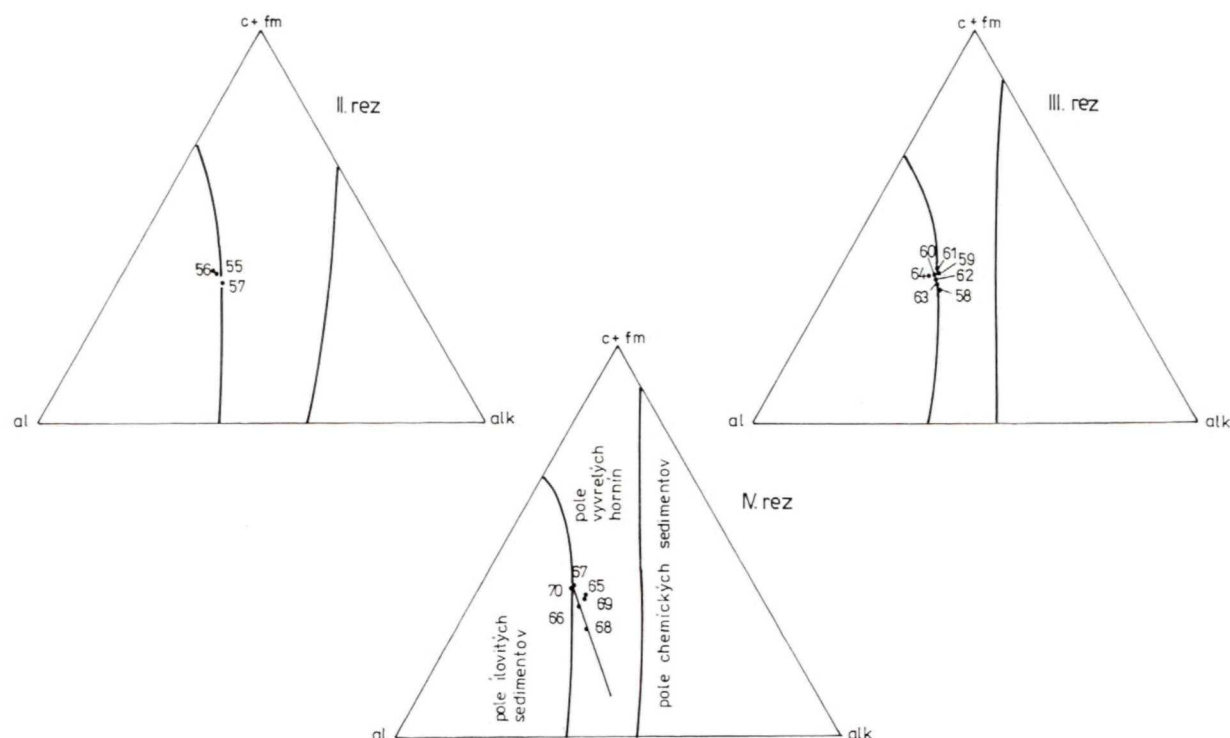
potrebný podiel každého člena reakcie na tom, aby sa vyrovnalo chemické zloženie medzi pravou a ľavou stranou uvažovaného reakčného modelu. Nová bazi-cita plagioklasu zodpovedá kryštalizačnej teplote granodioritu.

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 grano-dioritu. 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 feldspatitizácie, 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 Ďumbierskeho batolitu sa javia ako kontaktné rohovce bázičných hornín, teda ako relikty 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 Ďumbierskej zóny Nízkych Tatier potvrdzuje aj sprievodnú mineralizáciu, ktorá sa prejavuje zložkami dopísaných mineralizačných fáz, teda biotitu, ankeritu a hematitu. Keď k tejto látkovej bilancii, 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 variabilitnosťou 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 bázičkejšie horniny by mali byť menej viskózne než horniny kyslé. Táto fyzikálna povaha sa prejavuje aj v tom, že pri bázičkejších horninách sa prejavujú výraznejšie znaky kumulatívnej stavby než pri kyslých horninách. Ale ani pri bázičkejších 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 $c + fm$ 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.