

Sborník geologických věd	Geologie 46	Str. 5-21	5 obr.	4 tab.	1 přil.	ČGÚ Praha 1994	ISBN 80-7075-139-8 ISSN 0581-9172
-----------------------------	----------------	--------------	-----------	-----------	------------	-------------------	--------------------------------------

Geochemická charakteristika vulkanitů barrandienského svrchního proterozoika v úseku mezi Chudenicemi a Nepomukem

Geochemical characteristics of volcanites of the Barrandian Upper Proterozoic In the Chudenice-Nepomuk region (SW Bohemia)

Zdeněk Pelc¹ - Jarmila Waldhausrová²

Předloženo 5. února 1992

1:50 000: 21-24, 22-13

Key words: Bohemian Massif, Barrandian, Upper Proterozoic, Volcanites, Geochemistry, Regional geology

Pelc, Z. - Waldhausrová, J. (1994): Geochemická charakteristika vulkanitů barrandienského svrchního proterozoika v úseku mezi Chudenicemi a Nepomukem. - Sbor. geol. Věd, Geol., 46, 5-21. Praha.

Výtah: Práce podává přehled o geologických poměrech studované oblasti v jz. části barrandienského svrchního proterozoika, s přednostním zaměřením na vulkanity, jejich geochemickou charakteristiku a interpretaci jejich zdrojů a sukcese. Podle obsahu hlavních a stopových prvků a vzácných zemin bylo možno rozdělit vulkanity do dvou geochemicky rozdílných skupin, odpovídajících různým magmatickým zdrojům: 1. primitivnímu plášťovému zdroji, 2. zdroji obohacenému o LREE a některé stopové prvky. Plášťový zdroj lze předpokládat u nízkodraselných tholeiitických bazaltů a bazaltických andezitů hlavní centrální vulkanické zóny na Švihovsku a v jv. okraji jihovýchodní vulkanické zóny u Kláštera na Nepomucku. Obohacený zdroj mají slabě alkalické vulkanity diferenční Na-řady (hawaiiit-trachyandezit-trachyt), dominující v jihovýchodní vulkanické zóně na Měčínsku a Nepomucku. Vulkanity plášťového zdroje jsou srovnatelné s recentními primitivními bazaltickými horninami středooceánských hřbetů, oceánského dna a nezralých ostrovních oblouků. Tektonomagmatickou pozici slabě alkalických vulkanitů ze zdroje obohaceného o REE, Th, Ta, Hf, Nb a Zr nelze z dosavadního studia jednoznačně určit. Podle Waldhausrové lze v jihovýchodní vulkanické zóně stanovit posloupnost vulkanitů podle jejich geochemických skupin: 1. tholeiitické bazalty, 2. přechodná řada vulkanitů s afinitou k slabě alkalickým typům, 3. slabě alkalické vulkanity řady hawaiiit-trachyt.

¹Český geologický ústav, Klárov 3/131, 118 21 Praha 1

²Geologický ústav AV ČR, Rozvojová 135, 165 00 Praha 6

Zkoumané území zahrnuje úsek barrandienského svrchního proterozoika v jeho jz. části, přibližně mezi obcemi Chudenice a Měcholupy u Nepomuku. Předložené geologické údaje a interpretace jsou výsledkem nového geologického mapování v měřítku 1:25 000 prováděného pracovníky ÚÚG Praha na listech 22-132 Nepomuk (Fiala 1981a, Tonika et al. 1983), 21-242 Švihov (Pelc et al. 1985), 22-131 Měčín (Pelc et al. 1987) a opírají se o petrologické práce Fialy (1973, 1977, 1987, 1988) a o nová, vlastní analytická data.

Z regionálně geologického hlediska je zkoumané území součástí jz. části barrandienského proterozoika, jež Fiala (1977) označuje jako úsek blovicový a úsek chudenicko-domažlický. Litologicky jde o vulkanosedimentární souvrství, jež svým charakterem odpovídá spodní až střední části kralupsko-zbraslavské skupiny barrandienského svrchního proterozoika, tak jak ji definovali Mašek a Zoubek (1980). Jde o asi 2 000 m mocný soubor složený z fylitických drob až břidlic s mocnými i drobnými tělesy metavulkanitů v rozpětí tholeiitických bazaltů, andezitů, trachybazaltů až trachytů. Doprovodné horniny tvoří tufy, lokálně koncentrované silicity (buližníky)

a méně často grafitoidní břidlice. Severovýchodně od Měčina jsou aleuropelitické sedimenty v masovém měřítku poznamenány skluzovými deformacemi v podobě pseudozávalkových textur. Klastické sedimenty v celé teplicko-barrandienské oblasti hodnotí Jakeš et al. (1979) jako mineralogicky a geochemicky nevyzrálé.

Celý vulkanosedimentární soubor je postižen slabou regionální metamorfózou kadomského stáří (Cháb - Suk 1977) a ve značné části území i kontaktní metamorfózou vyvolanou intruzemi středočeského plutonu variského stáří na JV a stodského masívu kadomského stáří na SZ. Drobné ostrůvky kontaktních rohovců se objevují i uvnitř barrandienského proterozoika, kolem malých těles intruzivních doleritů a gaber. Regionální metamorfóza se u klastických sedimentů omezuje jen na rekrystalizaci základní aleuropelitické hmoty na chlorit-sericitický agregát a na slabou rekrystalizaci obvodu psamitických zm. Tyto horniny lze tedy označit jako fylitické droby až fylitické břidlice. Odlišná situace je při sz. okraji zkoumaného území, kde intenzita metamorfózy stoupá a dochází až k celkové rekrystalizaci hornin, jež u klastických sedimentů vede až ke vzniku chlorit-sericitických fylitů.

Tabulka 1

Chemismus bazických vulkanitů hlavní centrální vulkanické zóny na Švihovsku a amfibolických rohovečů jihovýchodní vulkanické zóny na Nepomucku

mapa 1:25 000	bazalty MORB				bazaltický andezit		bazalty IAT			
	Švihov			Nepomuk	MORB	IAT	Švihov			
	6c	239	333	1410'	Švihov	Nepomuk	260	312	246	335
č. lokality	6c	239	333	1410'	217	327'	260	312	246	335
č. analýzy	2093	2100	2099	8776	2098	8773	2096	2102	2097	2103
⁺ SiO ₂	49,87	50,08	50,60	50,40	52,70	52,49	50,28	50,89	51,33	49,50
TiO ₂	1,91	1,47	1,53	1,63	1,35	1,06	1,19	1,01	1,25	0,98
Al ₂ O ₃	13,55	16,51	14,49	15,62	15,25	15,59	16,87	15,43	14,98	15,54
Fe ₂ O ₃	10,37	1,52	3,74	2,07	2,46	1,52	2,13	1,47	2,90	4,26
FeO	4,23	8,99	8,30	10,30	7,42	7,98	6,17	7,47	7,46	5,18
MnO	0,21	0,15	0,17	0,20	0,12	0,15	0,16	0,14	0,15	0,16
MgO	7,38	7,23	7,45	7,18	7,66	8,07	8,60	10,03	8,23	6,86
CaO	9,10	9,87	10,80	8,94	10,26	9,28	11,78	10,50	10,60	16,04
Na ₂ O	3,08	3,80	2,60	3,28	2,66	3,65	2,70	2,89	3,00	1,40
K ₂ O	0,16	0,27	0,23	0,17	0,02	0,16	0,06	0,11	0,03	0,01
P ₂ O ₅	0,15	0,12	0,11	0,15	0,09	0,09	0,05	0,06	0,07	0,07
⁺⁺ Th	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sc	50,3	46,3	48,1	41,1	47,9	42,2	52,0	41,2	52,9	43,5
Ta	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	45,0	42,5	38,0	30,7	37,0	48,1	37,7	41,0	44,4	39,1
Cs	<1	<1	<1	<1	1,02	<1	<1	<1	<1	<1
Hf	1,79	2,14	4,32	1,62	4,22	2,22	2,47	1,84	2,73	2,94
U	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
La	<1	2,53	<1	1,56	1,55	2,53	2,30	1,82	2,33	4,06
Ce	15,4	19,9	14,6	20,7	7,99	20,9	9,86	13,1	17,4	11,6
Sm	3,76	3,46	3,01	3,69	2,74	2,80	2,32	2,16	2,51	2,14
Eu	1,55	1,48	1,15	0,93	1,22	0,75	1,16	0,87	1,13	1,08
Tb	1,29	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Yb	4,22	3,27	3,83	5,28	3,63	1,26	2,40	<1	2,48	3,09
Lu	0,68	0,52	0,66	0,57	0,53	0,34	0,46	0,26	0,60	0,28
⁺⁺ Ag	11	9	11	10	8	9	10	9	8	11
As	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba	549	127	96	774	31	238	386	17	13	0
Bi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cu	14	54	54	53	47	78	88	40	69	29
Ga	7	9	5	5	6	3	6	5	5	7
Mo	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nb	0	1	2	3	3	4	3	3	3	2
Ni	44	63	44	56	56	75	46	91	23	26
Pb	0	0	0	0	6	7	4	2	0	6
Rb	4	8	7	9	5	0	0	3	8	11
Sb	11	12	14	11	14	9	16	13	12	27
Sn	0	0	0	5	0	5	0	0	0	0
Sr	77	132	88	164	57	79	52	51	102	65
W	0	0	0	7	0	6	0	0	0	0
Y	38	30	31	28	29	20	23	22	25	19
Zn	118	98	103	63	105	47	70	57	98	76
Zr	88	90	81	79	71	55	54	50	49	45
Cr	130	257	164	146	203	230	322	302	174	137
V	266	175	192	215	182	160	150	137	165	147

+ procenta hmotnosti přepočtená na bezvodou bázi, ++ ppm

bazalty IAT				
Švihov			Nepomuk	
89	1335'	245	mimo mapu	336'
2101	2094	2095	8775	8774
50,13	48,88	50,68	48,58	50,48
1,66	0,96	1,14	1,21	1,03
13,75	16,77	17,10	15,06	15,61
3,21	2,62	2,36	2,72	1,48
10,01	7,05	6,41	8,66	9,57
0,24	0,15	0,14	0,18	0,16
7,54	9,17	8,13	6,97	7,61
10,42	11,72	10,83	14,41	10,94
2,69	2,39	2,97	1,95	2,86
0,21	0,25	0,16	0,12	0,17
0,14	0,06	0,07	0,11	0,08
<1	<1	<1	<1	<1
50,3	39,7	51,8	40,0	43,0
<1	<1	<1	<1	<1
41,7	37,2	43,3	41,9	36,1
1,01	<1	<1	<1	<1
1,18	2,13	2,16	2,26	2,31
<3	<3	<3	<3	3,23
5,14	1,04	<1	3,74	<1
11,4	14,3	10,3	22,5	15,7
3,22	1,91	<1	3,39	2,94
1,36	0,88	0,96	1,08	0,81
<1	1,03	<1	<1	<1
4,79	4,45	3,74	2,06	1,97
0,73	0,26	0,39	0,38	0,21
10	11	10	10	10
1	0	7	0	0
166	25	1545	157	529
0	0	0	0	0
26	52	55	74	117
7	5	7	4	5
0	0	0	0	0
3	1	2	2	3
31	90	37	70	54
4	7	4	1	4
11	4	4	3	7
11	17	15	8	8
0	0	0	4	7
88	145	108	277	88
0	0	0	6	7
37	21	26	20	21
122	91	90	41	48
81	44	48	67	54
65	328	202	249	275
248	143	159	147	161

U vulkanitů dosáhla přeměna různé intenzity v rámci facie zelených břidlic s minerální asociací albit + aktinolit + klinozoisit ± epidot ± chlorit ± křemen. Ve většině případů je možno identifikovat původní strukturu a typ vulkanické horniny. Tyto horniny jsou pak označovány jako "slabě metamorfované" (slabě metamorfovaný bazalt ap.), nebo jako metavulkanity (metabazalt, metatuf ap.).

V zóně při kontaktu s plutonity nebo v blízkém okolí přírodních kanálů či ložních intruzí subvulkanitů došlo k přeměně sedimentů na kontaktní skvrnitě břidlice až biotitické a cordierit-biotitické rohovce. Vulkanity a jejich tufy se mění na epidot-amfibolické až amfibolické rohovce. Tato kontaktní zóna intenzivních přeměn dosahuje u středočeského plutonu šíře přes 1 km. Slabší kontaktní účinky jsou patrné téměř po celém studovaném území a projevují se především v aleuropelitické hmotě novotvořeným hnědým biotitem. U vulkanitů a jejich tufů je tento vliv rozpoznatelný hůře nebo vůbec nezjistitelný. Jeho přítomnost naznačují neorientované jehličky aktinolitu, zoisitizace, vymizení chloritu, nahrazení albitu albit-oligoklasem a oligoklasem a přítomnost hnězd a žilek mobilizátu z epidotu a křemene.

Strukturální obraz svrchnoproterozoického úseku je dán regionální megavrásovou stavbou kadomského stáří s osami ve směru SSV-JJZ, porušenou následně variskou radiální tektonikou do dílčích bloků (Pelc et al. 1985, 1987). K významnějším projevům zlomové tektoniky zde patří klatovský zlom, jenž spolu s klatovskou apofýzou středočeského plutonu představuje regionální omezení barrandienského proterozoika na JV.

Regionálně geologická charakteristika vulkanických zón

Pro zkoumané území jsou charakteristické dvě mocné vulkanické zóny skládající se z dílčích pruhů vulkanitů s doprovodem sedimentárních a pyroklastických hornin (příl. 1). Regionální i dílčí označení těchto zón je převzato většinou z prací Fialy (1977, 1988).

V západní části území, na Švihovsku, je akumulace vulkanitů a pyroklastik největší a představuje část *hlavní centrální vulkanické zóny* (Fiala 1977) probíhající zkoumaným územím ve směru JZ-SV. Petrochemicky přísluší produkty vulkanismu této zóny ke skupině tholeitických bazaltů a lokálně i bazaltických andezitů. Ve výlevech jsou hojné polštářové lávy a granuláty, převažuje struktura hyaloofitická a méně často porfyrická. Časté jsou polohy tufů a při jv. okraji zóny (tj. pravděpodobně ve strukturálně svrchní části vulkanického komplexu) i hojné polohy tufitů a mocné čočky silicitů a grafitoidních břidlic. Klastická sedimentace je v této části území méně hojná a je zastoupena převážně psamitickými sedimenty (fyilitickými drobami).

Směrem k JV jsou projevy vulkanismu výrazně slabší a omezují se jen na drobná tělesa vulkanitů a mocné čočky

Tabulka 2

Chemismus vulkanitů a intruzivních hornin jihovýchodní vulkanické zóny na Měžiňsku, Nepomucku a ojedinělých vulkanických výskytů u Kaliště

mapa 1:25 000	bazalty OIA					bazalt OIT	trachybazalt OIA	bazaltický andezit OIA	bazaltický andezit	
	Nepomuk		Měžiň	Nepomuk		Měžiň	Měžiň	Měžiň	Měžiň	Nepomuk
č. lokality	325a'	mimo mapu 8777	248	1049'	312'	213	26	7a	8d	313b'
č. analýzy	8770	8777	251007	8765	8768	616003	251002	616001	616002	8769
* SiO ₂	51,94	45,85	50,61	49,01	51,90	48,51	48,62	52,93	56,43	55,94
TiO ₂	2,73	1,84	1,87	2,97	2,67	1,78	3,49	3,41	3,02	2,56
Al ₂ O ₃	11,69	15,63	15,62	14,81	14,73	16,06	15,89	16,12	15,84	15,00
Fe ₂ O ₃	2,14	1,66	2,58	3,13	4,50	1,85	3,82	4,07	3,10	4,13
FeO	7,64	8,95	8,51	10,36	10,14	9,10	8,97	8,81	8,20	9,01
MnO	0,17	0,18	0,15	0,21	0,25	0,11	0,26	0,18	0,17	0,20
MgO	9,62	9,76	8,81	4,22	5,21	10,36	4,71	4,22	3,98	3,17
CaO	10,35	13,05	9,37	10,04	5,95	8,60	6,66	5,67	3,65	4,47
Na ₂ O	3,17	2,26	2,10	3,90	3,46	2,52	4,46	3,90	4,11	4,35
K ₂ O	0,20	0,58	0,11	0,86	0,36	0,89	1,45	0,83	0,71	0,28
P ₂ O ₅	0,38	0,28	0,28	0,51	0,82	0,22	1,67	0,86	0,79	0,83
** Th	2,06	2,38		4,83	4,62	Pr <2,4	7,09	5,9	7,30	6,03
Sc	24,60	31,40		22,40	30,10	Nd 18,40	56,60	51,50	57,50	27,80
Ta	2,26	1,43		3,57	3,49	Gd 5,00	11,30	13,40	13,70	4,47
Co	42,20	42,0		29,10	29,10	Dy 4,25	8,23	11,60	12,70	19,10
Cs	<1	1,14		1,32	<1	Ho 0,82	1,50	2,40	2,74	<1
Hf	2,99	2,65		5,11	6,12	Er 2,26	3,61	6,63	7,40	7,94
U	<3	<3		5,69	<3	Tm 0,43	0,53	0,96	1,23	<3
La	22,80	23,80		39,40	41,00		17,90	42,30	43,10	47,20
Ce	62,90	53,20		90,50	101,00		38,70	110,00	95,40	121,00
Sm	6,34	5,42		8,88	12,10		4,20	10,90	13,70	14,30
Eu	1,97	1,49		2,49	3,14		1,40	4,17	3,40	3,48
Tb	1,58	<1		1,16	1,68		<2	<2	<2	2,01
Yb	1,32	1,73		2,74	8,49		2,81	3,50	6,77	8,06
Lu	0,26	0,26		0,58	0,96		0,48	0,55	1,01	1,08
** Ag	8	10		11	10					8
As	2	4		0	0		<7	<7	<7	0
Ba	5188	709		943	787					550
Bi	0	0		0	0					0
Cu	60	53		25	39		35	16	15	32
Ga	2	6		8	10					10
Mo	0	0		0	0		<7	<7	<7	0
Nb	27	26		45	46		25	70	76	65
Ni	92	143		22	34		291	<7	24	17
Pb	6	7		1	0		<7	<7	<7	5
Rb	7	14		10	2		<7	15	<7	0
Sb	10	8		7	8					7
Sn	4	5		5	8		<7	<7	<7	5
Sr	377	211		372	198		258	526	206	158
W	6	7		9	11					14
Y	17	19		36	52		20	38	67	67
Zn	28	39		73	92		76	129	171	101
Zr	140	119		213	248		105	275	331	334
Cr	216	362		13	60		680	10	46	22
V	176	153		183	173		U <15	<15	<15	<15

+ procenta hmotnosti přepočtená na bezvodou bázi, ++ ppm

andezit	trachyandezit		trachyt		
Nepomuk	Nepomuk	Měčín		Měčín	Nepomuk
311'	326'	100a	100b	5	325b'
8767	8772	251005	251006	251001	8771
58,52	54,67	55,89	55,53	61,00	64,96
2,24	2,26	1,63	1,62	1,19	0,47
15,67	16,70	18,03	19,36	18,80	16,99
2,78	3,21	2,64	1,83	4,22	1,77
7,51	7,05	6,60	6,80	1,71	4,47
0,13	0,24	0,20	0,11	0,09	0,18
3,70	4,47	2,72	2,16	0,95	0,78
2,89	4,49	3,43	1,86	1,27	0,98
4,22	5,85	5,70	6,16	6,75	7,48
1,88	0,36	2,55	3,91	3,67	1,83
0,45	0,71	0,62	0,65	0,34	0,10
6,60	7,37	Pr 10,10	11,10	12,60	22,70
14,70	13,30	Nd 69,00	77,30	87,50	4,47
5,94	6,50	Gd 11,10	11,50	12,0	18,60
15,60	12,0	Dy 8,38	8,28	8,95	3,10
1,69	<1	Ho 1,53	1,63	1,65	4,27
9,05	8,78	Er 4,20	4,10	4,22	27,0
<3	<3	Tm 0,61	0,61	0,70	<3
47,50	60,00	72,10	91,00	75,50	141,00
120,00	150,00	168,00	169,00	192,00	309,00
11,60	13,90	11,50	11,50	14,60	23,90
3,58	3,69	3,95	3,81	6,89	2,18
1,49	1,20	<2	<2	<2	3,26
6,08	5,81	4,09	4,13	4,01	12,40
0,58	0,67	0,68	0,68	0,65	1,76
7	7				7
0	24	<7	<7	<7	0
995	491				720
0	0				0
7	11	<7	<7	<7	3
15	16				29
0	0	<7	<7	<7	0
78	79	16	122	130	213
16	23	<7	<7	<7	13
10	2	<7	<7	<7	11
21	0	34	80	30	15
9	10				10
7	6	<7	<7	<7	13
189	348	513	287	26	256
7	10				10
42	44	39	46	44	81
106	97	131	137	102	135
361	406	520	547	582	1218
15	36	<7	<7	<7	0
108	77	U<15	<15	<15	36

silicitů v pruhu mezi obcemi Kaliště a Zálesí. Vulkanity jsou zde zastoupeny tholeiitickými bazalty a ojediněle i trachyandezity. Vyskytují se i drobné intruze doleritů. Příslušnost těchto produktů vulkanismu k hlavní centrální vulkanické zóně je problematická.

Dále k V jsou všechny projevy vulkanismu řazeny již do *jihovýchodní vulkanické zóny* (Fiala 1977). Výrazný důležitý pruh vulkanitů a tufů probíhá mezi obcemi Třebýcina a Týniště a představuje jen malý úsek pruhu, který Fiala označil jako severní pruh nebo také *měčínsko-mirošovský pruh* (dále jen toto označení). Přes svoji menší mocnost a přetržitost má tento pruh specifický význam, protože se v něm vedle bazaltů objevují i výraznější polohy slabě alkalických vulkanitů (trachyandezitů) a jejich tufů. Při své strukturní bázi je tento pruh provázen výraznými polohami silicitů, často s laminární texturou. Klastická sedimentace v této části území je charakterizována naprostou převahou aleuropelitů, jež navíc v oblasti mezi Měčínem a Letinami jsou v masovém měřítku postiženy skluzovými deformacemi v podobě pseudozávalkových a sřivých textur (Pelc et al. 1987).

Projevy vulkanismu nabývají opět velkých rozměrů v širším okolí obce Žinkovy, v prostoru mezi obcemi Břluky a Měcholupy. Jde o nejmohutnější část jihovýchodní vulkanické zóny, v níž Fiala (1977) vyčleňuje dva důležitý pruhy vulkanitů - střední pruh a jižní pruh. Tyto však podle nového mapování netvoří výrazně samostatné akumulace, a proto byl pro jejich označení upřednostněn shrnující název *žinkovský pruh* (Svoboda et al. 1983). Převažují zde vulkanity inklinující geochemicky k alkalickým typům a petrograficky odpovídající bazaltům, bazaltickým andezitům a andezitům. Významně se podílejí i alkalické vulkanity, jmenovitě trachyandezity a trachyty. Lokálně byla zjištěna i tělesa trachybazaltů. Výjimku tvoří jv. okraj žinkovského pruhu v okolí obce Klášter u Nepomuku, při styku se středočeským plutonem, kde chemismus amfibolických rohovců odpovídá tholeiitickým bazaltům. Lokálně se v žinkovském pruhu objevují i drobná tělesa intruzivních bazaltů a gaber, provázená úzkým kontaktním lemem. Tufy a tufitické sedimenty byly zjištěny jen místy, s výjimkou úseku s. a v. od Měcholup, kde je jejich akumulace častá. Silicity a grafitoidní břidlice provázejí žinkovský pruh výrazněji jen při jeho jv. okraji a v. od Měcholup. Prostorová korelace jednotlivých pruhů je značně ztížena složitou stavbou území, jmenovitě hojnou radiální tektonikou a nedostatkem korelačních horizontů nebo souvrství. Jedině v případě žinkovského pruhu lze předpokládat jeho laterální spojitost s pruhem měčínsko-mirošovským, protože obě akumulace vulkanických hornin zaujmají polohu v protiklonných křídlech velké, tektonicky neporušené antiklinální struktury. Z této paralelizace vyplývá, že mocné akumulace vulkanitů a pyroklastik žinkovského pruhu představují centrum vulkanické aktivity a méně výrazný měčínsko-mirošovský pruh její západní periferní část. Prostorovou korelaci jihovýchodní vulkanické zóny s hlavní centrální

Tabulka 3

Originální silikátové analýzy hornin (nepřečtené hodnoty v procentech hmotnosti, srov. tab. 1, 2, 3)

č. anal.	2903	2100	2099	8776	2098	8773	2096	2102	2097	2103
SiO ₂	48,63	47,81	48,76	48,89	50,65	51,55	47,45	48,81	49,79	48,48
TiO ₂	1,86	1,40	1,47	1,58	1,30	1,04	1,12	0,97	1,21	0,96
Al ₂ O ₃	13,21	15,76	13,96	15,15	14,66	15,31	15,92	14,80	14,53	15,22
Fe ₂ O ₃	10,11	1,45	3,60	2,01	2,36	1,49	2,01	1,41	2,81	4,17
FeO	4,12	8,58	8,00	9,99	7,13	7,84	5,82	7,16	7,24	5,07
MnO	0,20	0,14	0,16	0,20	0,12	0,15	0,15	0,13	0,15	0,16
MgO	7,20	6,90	7,18	6,97	7,36	7,93	8,12	9,62	7,98	6,72
CaO	8,87	9,42	10,41	8,67	9,86	9,11	11,12	10,07	10,28	15,71
Li ₂ O ₅	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,001	0,001	0,002	0,001
Na ₂ O	3,0	3,63	2,50	3,18	2,56	3,58	2,55	2,77	2,91	1,37
K ₂ O	0,16	0,26	0,22	0,17	0,02	0,16	0,06	0,11	0,03	0,01
P ₂ O ₅	0,15	0,11	0,11	0,15	0,09	0,09	0,05	0,06	0,07	0,07
CO ₂	0,24	0,28	0,04	0,08	0,05	0,08	0,01	0,05	0,02	0,04
C	0,04	0,04	0,02	0,04	0,02	0,08	0,02	0,01	0,03	0,02
H ₂ O ⁺	1,63	2,08	3,02	2,02	3,33	1,76	3,47	3,87	2,49	1,37
F	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
S	0,06	2,51	0,02	0,09	0,03	0,02	2,06	0,02	0,03	0,03
H ₂ O ⁻	0,17	0,13	0,34	0,16	0,25	0,10	0,37	0,17	0,25	0,26
součet	99,7	100,54	99,84	99,38	99,84	100,31	100,31	100,05	99,86	99,70

vulkanickou zónou znemožňuje složitá strukturální stavba území a jejich značná prostorová odlehlost. Submarinní vulkanismus je v dané oblasti pravděpodobně vázán na různé hloubky sedimentačního bazénu. Z přítomnosti četných tufů a tufitů lze usuzovat i na mělké hloubky dna, přibližně okolo 500 m, kteroužto hranici považuje McBirney (1963), podle experimentálních pokusů, za maximální pro vznik explozivních submarinních produktů (tufů) u bazaltového magmatu. Fiala (1977, 1981b) předpokládá pro slabě alkalický vulkanismus v této oblasti přechod od subakvatické činnosti až k subaerické a v určitých centrech i vznik stratovulkánů. Rozmanitost vulkanických produktů se projevuje i ve skladbě jednotlivých pruhů, jmenovitě v jihovýchodní vulkanické zóně.

Proměnlivost petrografického a geochemického složení vulkanických produktů nelze v detailu ani kartograficky vyjádřit.

Geochemická charakteristika vulkanitů

Při geochemickém studiu byl využit soubor 31 nových analýz ze základních geologických map 1:25 000 listů Švihov, Měčín a Nepomuk (tab. 4, příl.1). Analýzy hlavních prvků vulkanických hornin provedly laboratoře ÚÚG Praha; 23 vzorků z tohoto souboru bylo dále analyzováno na stopové prvky a prvky vzácných zemin v laboratořích Geindustrie v Černošicích. Tyto analýzy byly provedeny rentgenfluorescenční metodou a metodou instrumentální neutronové aktivace, dalších 7 vzorků bylo zpracováno v ÚÚG Praha metodou ICP. Výsledky analýz

jsou uvedeny v tabulkách 1-3. Tabulky 1 a 2 mají hodnoty oxidů hlavních prvků přečtené na bezvodou bázi, aby srovnání jednotlivých analýz nebylo zkreslováno různým obsahem těkavých složek. To platí i pro hodnoty hlavních prvků diskutovaných v textu. Obsahy stopových prvků a vzácných zemin jsou udávány v ppm.

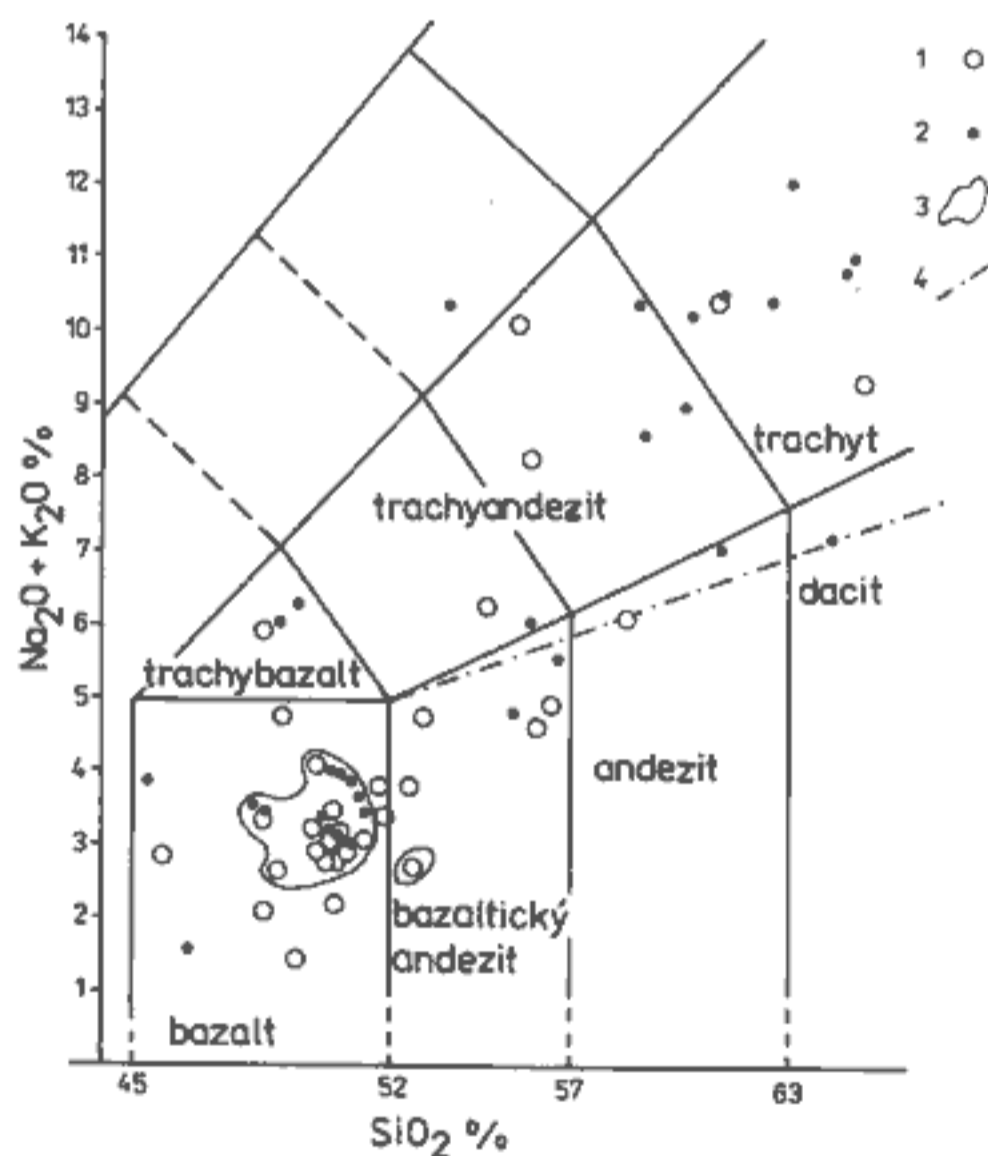
Předpokládáme, že regionální metamorfóza různého stupně je v podstatě izochemický proces. Podle převládajících názorů představuje hornina v průběhu metamorfózy chemicky uzavřený systém, který může pouze ztrácet nebo získávat těkavé složky, jako je H₂O a CO₂ (Grauch 1989). Proto používáme pro klasifikaci metamorfovaných vulkanitů tzv. TAS-diagram (Le Maitre et al. 1984). Pro další rozdělení bazaltoidních hornin se ukázal jako nejvhodnější graf TiO₂/P₂O₅/MnO (Mullen 1983). Za podmínek uzavřeného systému budou také obsahy vzácných zemin v metamorfovaných vulkanitech přímo zobrazovat jejich obsahy v původních vulkanických horninách. K stálosti vzácných zemin během regionální metamorfózy nízkého, středního i vyššího stupně se přiklání mnoho autorů (např. Masuda et al. 1971, Herrmann et al. 1974, Bernard-Griffiths et al. 1985, Fiala et al. 1987). Obsahy vzácných zemin byly normalizovány hodnotami chondritů podle Haskina et al. (1968).

Vulkanity v klasifikačním diagramu TAS

Do diagramu TAS (alkálie/SiO₂) na obr. 1 je zahrnuto i 29 analýz Fialy (1977) ze studované oblasti.

Vulkanity hlavní centrální vulkanické zóny na Švihovsku

2101	2094	2095	8775	8774	8770	8777	251007	8765	8768	616003
48,61	47,02	48,94	47,34	49,02	50,69	44,38	48,25	48,23	49,41	46,46
1,61	0,92	1,10	1,18	1,00	2,66	1,78	1,78	2,92	2,54	1,70
13,33	16,13	16,51	14,69	15,16	11,41	15,13	14,89	14,57	14,02	15,38
3,11	2,52	2,28	2,65	1,44	2,09	1,61	2,46	3,08	4,28	1,77
9,71	6,78	6,19	8,45	9,29	7,46	8,66	8,11	10,20	9,65	8,71
0,23	0,14	0,14	0,18	0,16	0,17	0,17	0,14	0,21	0,24	0,11
7,31	8,82	7,85	6,80	7,39	9,39	9,45	8,40	4,15	4,96	9,92
10,10	11,27	10,46	14,05	10,62	10,10	12,64	8,93	9,88	5,66	8,23
0,001	0,002	0,001	0,001	0,003	0,001	0,003	0,004	0,002	0,002	0,008
2,61	2,30	2,87	1,90	2,78	3,09	2,19	2,00	3,84	3,29	2,41
0,20	0,24	0,15	0,12	0,17	0,20	0,56	0,11	0,85	0,34	0,85
0,14	0,06	0,07	0,11	0,08	0,37	0,27	0,27	0,50	0,78	0,21
0,05	0,08	0,01	0,05	0,36	0,05	0,25	0,00	0,03	0,10	0,02
0,11	0,02	0,04	0,03	0,16	0,05	0,03	0,08	0,03	0,04	0,03
2,13	3,00	2,72	1,49	1,74	2,48	2,15	4,50	1,69	4,22	4,38
0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,11	0,08	0,09	0,09	0,13	0,04
0,05	0,03	0,02	0,02	0,04	0,16	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02
0,22	0,31	0,15	0,17	0,07	0,13	0,05	0,23	0,08	0,51	0,33
99,55	99,67	99,63	99,28	99,52	100,62	99,46	100,27	100,39	100,19	100,57



1. Vulkanity z území mezi Chudenicemi a Nepomukem v klasifikačním diagramu TAS (R. W. Le Maitre et al. 1984)

1 - nové analýzy z tab. 1 a 2; 2 - publikované analýzy (F. Fiala 1977); 3 - rozsah hornin hlavní centrální vulkanické zóny ze Švihovska; 4 - rozhraní alkalického a subalkalického pole podle M. J. Le Basse et al. (1986)

se v grafu výrazně projevují jako geochemicky uniformní skupina. Všechny její průměrné body spadají do subalkalické řady, do pole bazaltů, kde zaujmají prostorově velmi sevřený úsek. Jediná analýza přesahuje do pole bazaltických andezitů. Pro všechny sledované vulkanity této zóny je typický velmi nízký obsah K_2O (0,01-0,27 %) a P_2O_5 (0,05-0,15 %). Obsah TiO_2 dosahuje 0,96-1,91 %. Jsou zde zastoupeny tholeiitické bazalty bohaté na MgO (8 %), tholeiitické bazalty s vyšším celkovým FeO (12 %), ale také bazalty s vyšším obsahem Al_2O_3 a v menší míře bazaltické andezity. Petrograficky zpracoval podrobně tyto horniny Fiala (1977, 1987), na jehož práce odkazujeme. Z nového mapování (Pelc et al. 1985) vyplynulo, že švihovská část hlavní centrální vulkanické zóny je tvořena na S především sklovitými tholeiitickými bazalty s menším množstvím pyroklastik. Vyskytují se zde i polštářové lávy a hyaloklastity. Pro střední úsek mezi Vřeskovicemi a Biřkovem je typický bazalt s vysokým obsahem Al , který tvoří výrazně porfyrickou horninu andezitového vzhledu. Je doprovázen pyroklastikou a směrem k J přechází do mikroporfyrických bazaltů (Ježovy) nebo sklovitých Al -bazaltů (sv. od Chudenic). Část pruhu v okolí Chudenic a Ježov je velmi bohatá na pyroklastika, která podle mikroskopie patří bazaltovému typu.

Vulkanity jihovýchodní vulkanické zóny, tj. měčínsko-mirošovského pruhu a žinkovského pruhu, vykazují v grafu TAS široký rozptyl průměrných bodů. Spadají jednak do subalkalické řady (bazalt-bazaltický andezit-andezit-dacit), jednak do slabě alkalické řady (trachybazalt-trachyandezit-trachyt).

Tabulka 3 (pokračování)

č. anal.	251002	616001	616002	8769	8767	8772	251005	251006	251001	8771
SiO ₂	47,53	50,47	53,84	53,22	56,36	52,98	54,90	54,36	59,46	64,12
TiO ₂	3,41	3,25	2,88	2,44	2,16	2,19	1,60	1,59	1,16	0,46
Al ₂ O ₃	15,53	14,42	15,11	14,27	15,09	16,18	17,71	18,95	18,32	16,77
Fe ₂ O ₃	3,73	3,88	2,96	3,93	2,68	3,11	2,59	1,79	4,11	1,57
FeO	8,77	8,40	7,82	8,57	7,23	6,83	6,48	6,66	1,67	4,41
MnO	0,25	0,17	0,16	0,19	0,13	0,23	0,20	0,11	0,086	0,18
MgO	4,60	4,02	3,80	3,02	3,56	4,33	2,67	2,11	0,93	0,77
CaO	6,51	5,41	3,48	4,25	2,79	4,35	3,37	1,82	1,24	0,97
Li ₂ O ₅	0,004	0,004	0,005	0,002	0,004	0,005	0,002	0,003	0,002	0,002
Na ₂ O	4,36	3,72	3,92	4,14	4,06	5,67	5,60	6,03	6,58	7,38
K ₂ O	1,42	0,79	0,68	0,27	1,81	0,35	2,50	3,83	3,58	1,81
P ₂ O ₅	1,64	0,82	0,75	0,79	0,43	0,69	0,61	0,64	0,33	0,10
CO ₂	0,01	0,03	0,02	0,01	0,03	0,18	0,03	0,01	0,01	0,03
C	0,07	0,03	0,03	0,06	0,08	0,14	0,08	0,11	0,31	0,07
H ₂ O ⁺	1,83	4,28	4,71	4,12	3,33	2,68	1,48	1,25	2,16	1,16
F	0,11	0,03	0,07	0,14	0,14	0,10	0,09	0,15	0,07	0,03
S	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,05	0,03	0,02	0,02	0,02
H ₂ O ⁻	0,33	0,50	0,22	0,34	0,24	0,40	0,24	0,11	0,49	0,10
součet	100,11	100,27	100,48	98,80	100,15	100,47	100,18	99,55	100,53	100,13

1. *Vulkanity subalkalické řady* se v této zóně ještě dělí na dvě skupiny: a) amfibolické rohovce (kontaktně metamorfované tholeiitické bazalty a bazaltické andezity) z okolí Kláštera u Nepomuku; b) přechodnou skupinu vulkanitů mezi subalkalickou a slabě alkalickou řadou, inklinující k slabě alkalickým typům.

a) Amfibolické rohovce u Kláštera u Nepomuku tvoří úzký pruh jemnozrnných až drobně zrnitých hornin při styku se středočeským plutonem. Tyto kontaktně metamorfované vulkanity leží v grafu TAS v poli bazaltů a bazaltických andezitů a stejně jako horniny hlavní centrální vulkanické zóny u Švihova mají nízký obsah K₂O (0,12-0,17 %), P₂O₅ (0,08-0,15 %) a TiO₂ (1,03-1,63 %) - viz tab. 1. Detailně je petrograficky studoval Fiala (1977), s jehož popisy se plně shodujeme.

b) Přechodná skupina vulkanitů, inklinující k slabě alkalickým typům, se v grafu TAS blíží k spodní hranici slabě alkalické řady. Na existenci těchto přechodných typů hornin v barrandienském proterozoiku upozorňoval už Cháb (1979) na základě geochemických dat publikovaných Fialou (1977). Podle našich výzkumů patří do této skupiny v jihovýchodní vulkanické zóně olivinický bazalt, bazalt, bazaltický andezit, ojediněle dacit. Bazalty a bazaltické andezity této skupiny (tab. 2) mají proti bazaltům a bazaltickým andezitům hlavní centrální vulkanické zóny a jejich geochemickým ekvivalentům z mapy Nepomuk (amfibolickým rohovcům) většinou vyšší obsah K₂O (u šesti analýz činí 0,28-0,89 %, u dvou analýz však pouze 0,11 a 0,20 %) a všeobecně vyšší P₂O₅ (0,22-0,86 %). Stoupá také obsah TiO₂, jehož rozsah je u bazaltů

a bazaltických andezitů této přechodné skupiny 1,84 až 3,41 %.

2. Horniny slabě alkalické řady jsou podle grafu TAS zastoupeny v měčínsko-mirošovském a v žinkovském pruhu celou diferenciační řadou od trachybazaltů přes trachyandezity až do trachytů. Převažují sodné členy: hawaiiity, mugearity, benmoreity, sodné trachyty. Z draselných typů byly zjištěny pouze latity (Fiala 1977). Slabě alkalické vulkanity z Nepomucka a Blovicka jsou známy už z práce Fialy (1977), který je detailně petrograficky zpracoval a uvedl jejich makrochemismus, podle kterého je řadí k alkalickým vulkanitům havajského typu. Z území mezi Měčínem a Měcholupy nebyly tyto horniny dosud v celém rozsahu známy, proto uvádíme jejich stručnou petrografickou charakteristiku. Detailnější petrografie vulkanitů tohoto území je obsažena v práci Pelce et al. (1987).

Společným znakem slabě alkalických vulkanitů je vysoký obsah alkalických živců (albitu i K-živce), který se často projevuje typickou trachytoidní strukturou, někdy mikroporfyrickou nebo poikilitickou. Podle Fialy (1977) byl původním živcem některých horninových typů anortoklas. Dalším charakteristickým minerálem je světle rezavě hnědý biotit, zastoupený v horninách v kolísavém množství. V trachybazaltech a trachyandezitech se vedle něj vyskytuje modrozelený nebo hnědozelený amfibol, místy biotitizovaný. Nepříliš hojně pseudomorfózy po olivínu jsou představovány kosočtvercovými nebo kosoúhelníkovými průřezy, téměř zcela vyplněnými práškovitým opakním minerálem. Někdy je v nich přítomen téměř

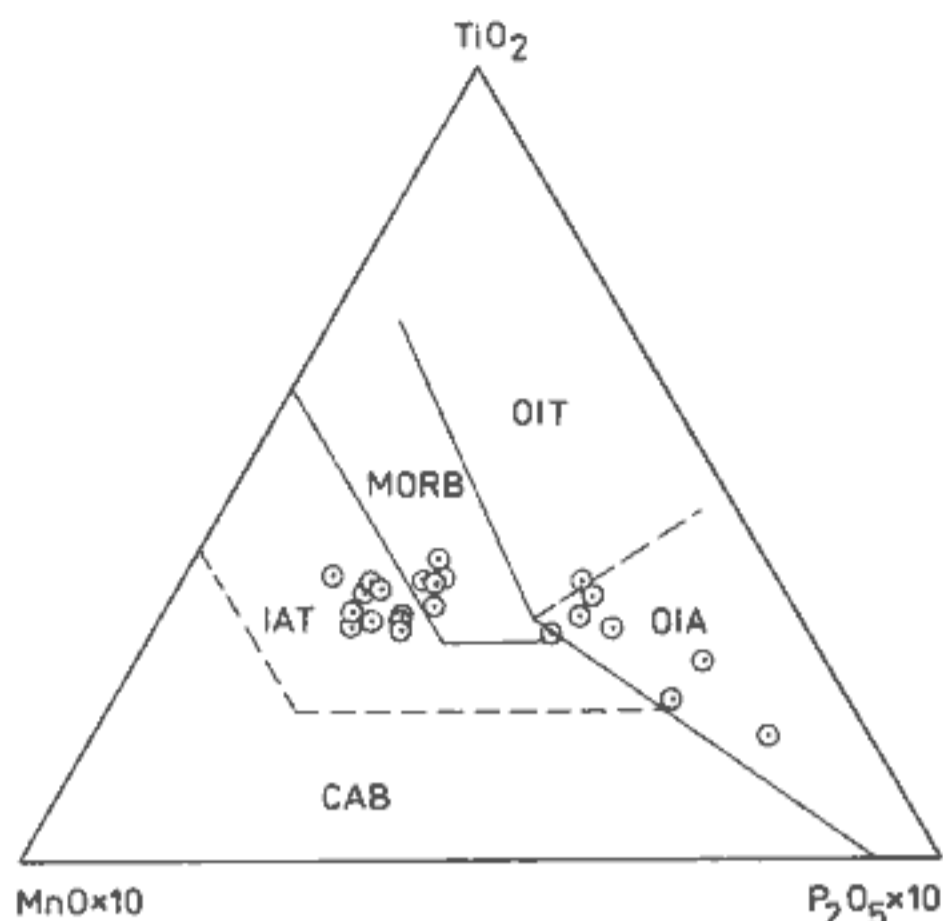
bezbarvý chlorit. Vysoké obsahy TiO_2 a P_2O_5 se v minerálním složení projevují velmi nápadným množstvím ilmenitu, někdy titanitu a hojnými, dosti velkými, krátce sloupečkovitými krystaly apatitu. Základní hmota tvoří obvykle malé množství horniny a je chloritizována. Vedle lávových výlevů se vyskytují i pyroklastika. Jsou zastoupena popelovými, krystaloklastickými i drobnozrnnými litoklastickými tufy. Časté jsou také vitrokystaloklastické tufy, které mají díky své chaotické mikrotextuře někdy vzhled stlačených porfyrických vulkanitů nebo intruzivních hornin. Obsahují krystalky a úlomky živců, dosahující velikosti až 3 mm, klinopyroxenu, zeleného obecného amfibolu, dále aktinolit, značné množství biotitu, leukoxenizovaný rudní minerál s titanitem a chloritizovanou jemnou popelovou základní hmotou.

Tektonomagmatické podmínky vzniku bazických vulkanitů

Většina studovaných hornin spadá do bazaltických vulkanitů, které lze dělit podle dalších kritérií na jednotlivé geochemicky samostatné skupiny. V našem případě jsme využili trojúhelníkový diagram $\text{TiO}_2/\text{MnO}/\text{P}_2\text{O}_5$ (Mullen 1983), který byl konstruován pro oceánské bazalty s obsahem SiO_2 45-54 % a který podle jeho autora ukazuje tektonomagmatické prostředí vzniku hornin. Do tohoto grafu tedy spadají bazalty, trachybazalty, část bazaltických andezitů a trachyandezitů (obr. 2) a zaujímají v něm čtyři různá pole, která reprezentují 1. MORB - tholeiitické bazalty středooceánských hřbetů, 2. IAT - tholeiity ostrovních oblouků, 3. OIA - alkalické bazalty oceánských ostrovů a 4. OIT - tholeiity oceánských ostrovů.

Podle grafu na obr. 2 máme tedy v oblasti Švihova v hlavní centrální vulkanické zóně bazalty a bazaltické andezity geochemicky ekvivalentní tholeiitům oceánského dna (MORB) a nízkodraselným tholeiitům ostrovních oblouků (IAT). K podobným výsledkům došel i Fiala (1978) při použití jiného způsobu dělení hornin.

V jihovýchodní vulkanické zóně bazalty typu MORB zjištěny nebyly, ale bazalty geochemicky ekvivalentní tholeiitům ostrovních oblouků (IAT) jsou zastoupeny v nejnižnějším výběžku žinkovského pruhu (amfibolické rohovce u Kláštera u Nepomuku). Ostatní bazické vulkanity žinkovského a měčínsko-mirošovského pruhu jsou podle uvedeného grafu geochemicky ekvivalentní bazaltům typu OIA a pokud patří oceánskému prostředí, odpovídají horninám, které vznikly na oceánském dně jako samostatné vulkanické ostrovy, většinou podobné havajskému typu vulkanismu (viz také Fiala 1977). Jeden vzorek z ojedinelých vulkanických výskytů v pruhu Kaliště-Zálesí patří k typu OIT jako geochemický ekvivalent tholeiitů oceánských ostrovů, ležících na oceánském dně. Tabulky bezvodých chemických analýz bazických vulkanitů, které respektují dělení podle diagramu 2 (tab. 1, 2),



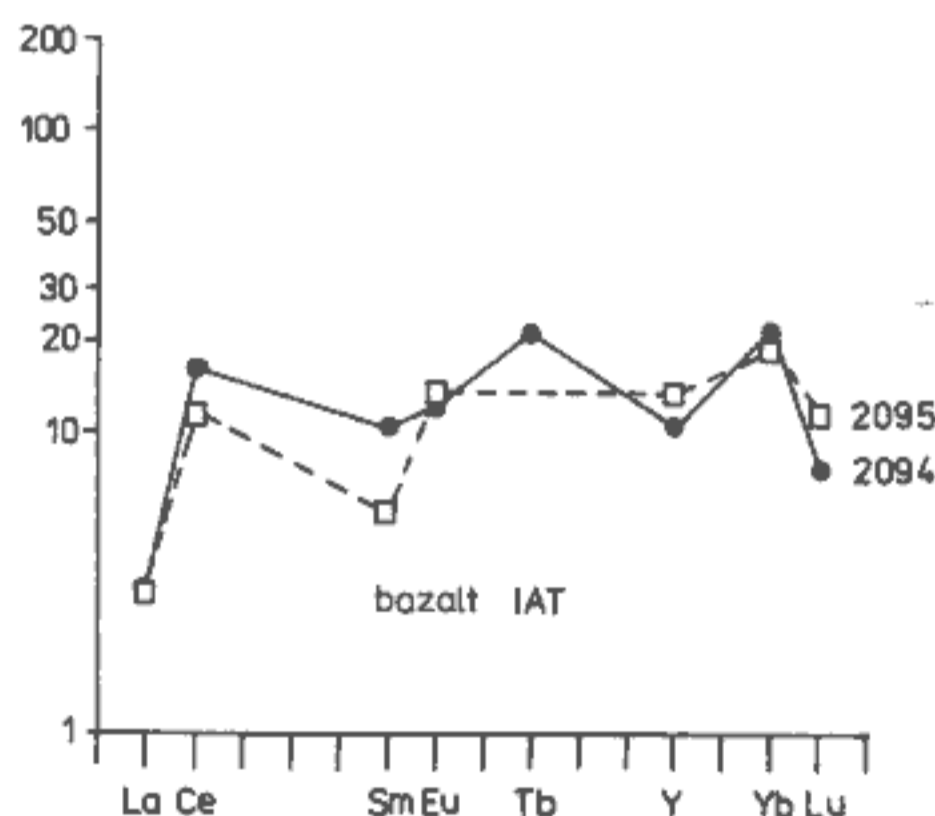
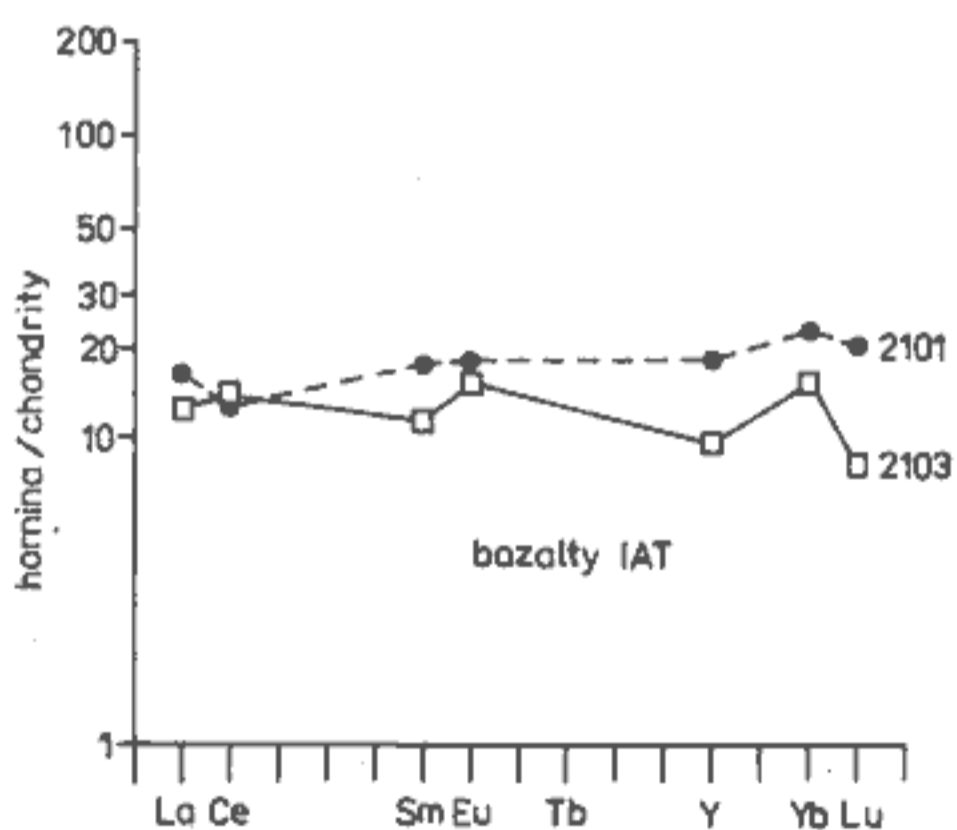
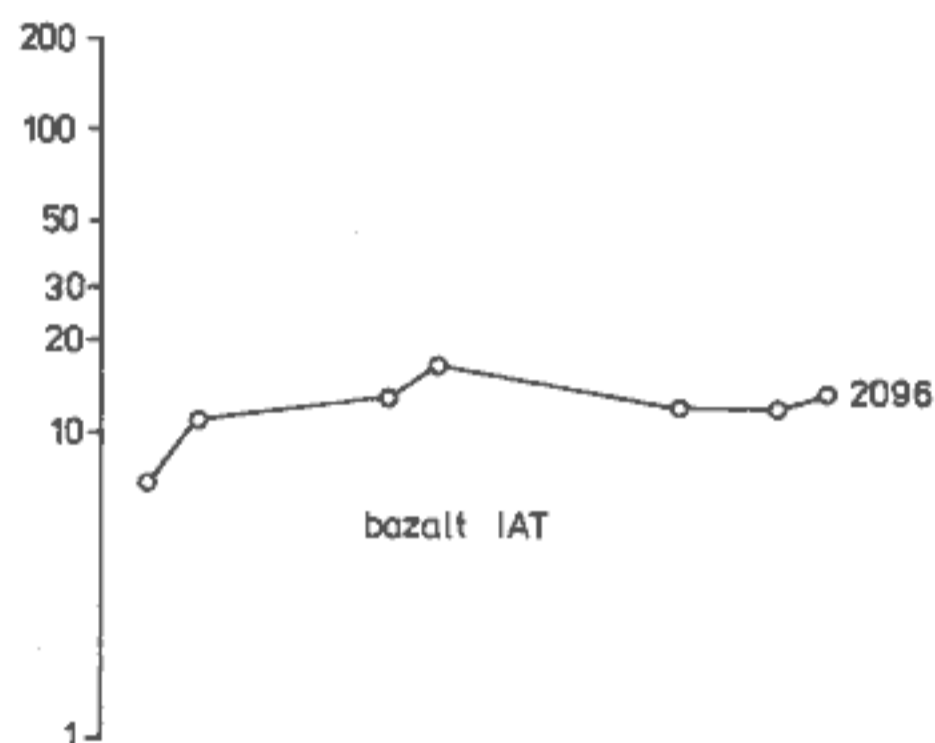
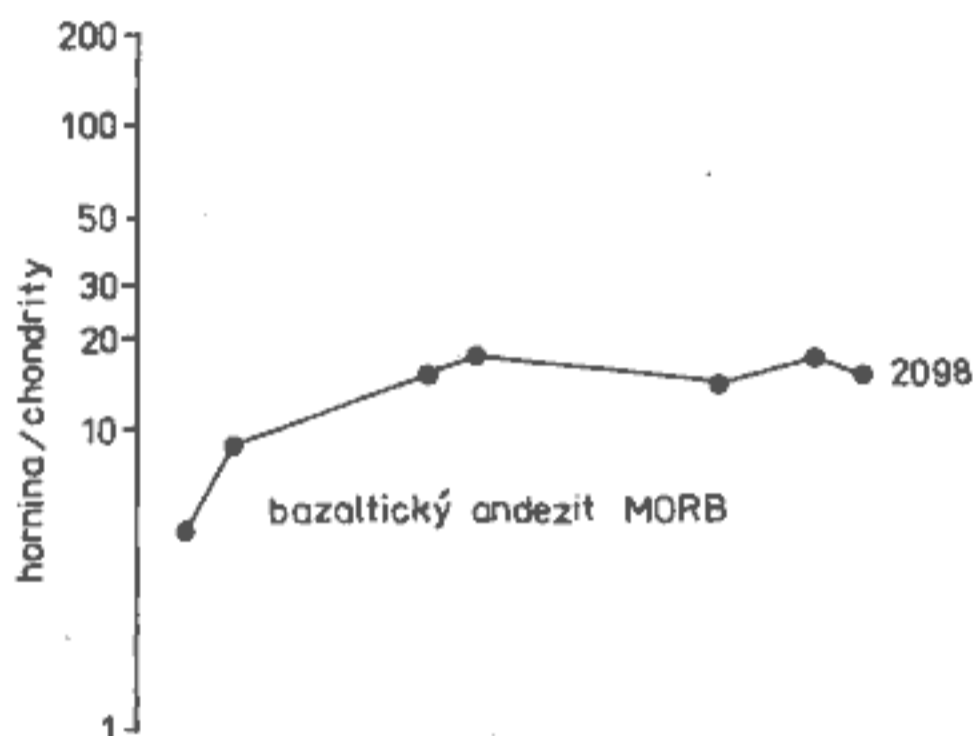
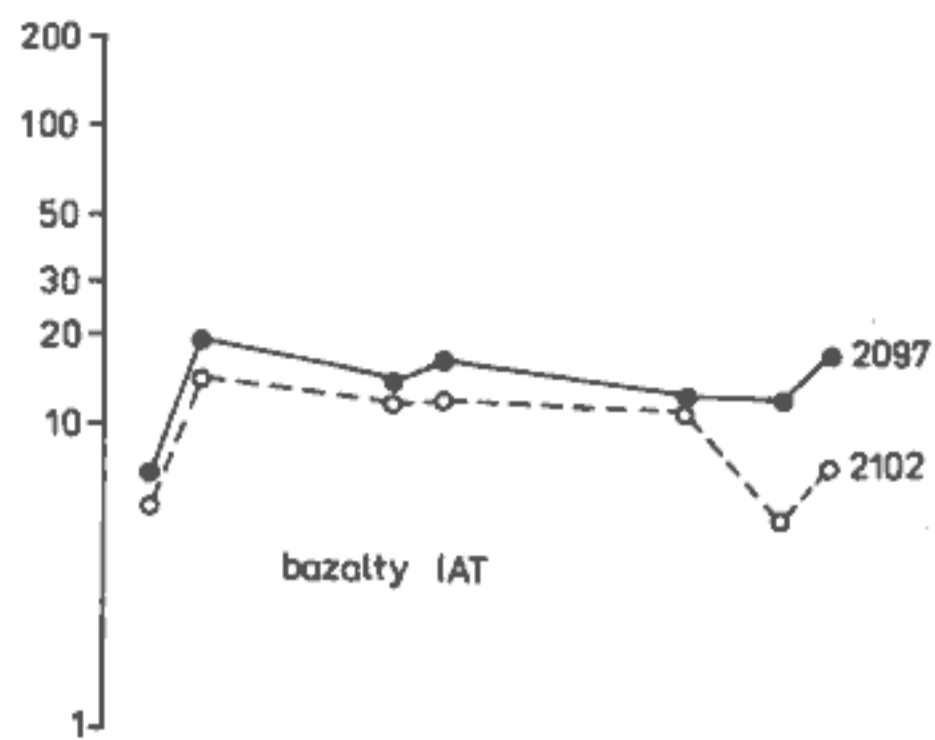
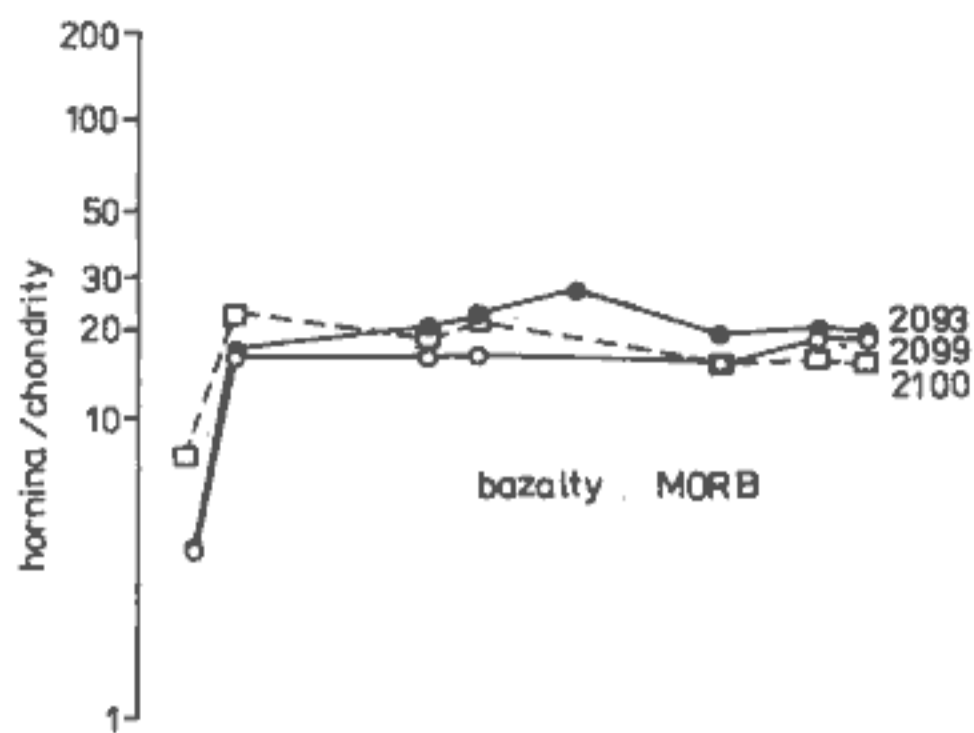
2. Bazické vulkanity (nové analýzy) z území mezi Chudenicemi a Nepomukem v diagramu $\text{TiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5\text{-MnO}$ (F. D. Mullen 1983)

názorně ukazují rozdíly mezi bazalty jednotlivých skupin. Bazalty typu MORB (tab. 1) si udržují obsah SiO_2 kolem 50 %, TiO_2 1,5-1,9 %, FeO^{tot} se pohybuje mezi 10-13,5 %, MgO kolem 7 %, alkálie jsou zastoupeny především Na_2O (do 3,8 %), K_2O dosahuje pouze 0,16-0,27 %. Nízké je také P_2O_5 (0,15 %).

Podobný charakter hlavních prvků mají i bazalty IAT (nízkodraselné tholeiity a Al-bazalty: SiO_2 má jen o málo větší rozsah (48,58-51,33 %), poněkud nižší TiO_2 (blízké 1 %, jen v menšině případů do 1,66 %), obsah celkového FeO je většinou 10 % a kolísá recipročně k obsahu MgO , který tvoří 6,9-10,0 %. K_2O je obvykle ještě nižší než u bazaltů MORB a P_2O_5 je menší než 0,11 %. Primitivní charakter obou uvedených typů je dokumentován velmi nízkým obsahem Th, Ta, Hf, Nb, Zr, Y a vzácných zemin.

Bazalty typu OIA (tab. 2) se vyznačují větším rozsahem SiO_2 45,85-51,94 %, vyšším TiO_2 (až 2,97 %), obsahy FeO^{tot} a MgO recipročně kolísají. Vedle vysokého MgO (až 9,76 %) se vyskytují i hodnoty podstatně nižší (až 4,22 %). Oproti bazaltům IAT a MORB je ve většině případů vyšší obsah K_2O i P_2O_5 . Obsahy Th se pohybují v prvních jednotkách, stoupá obsah Ta, Hf, výrazně vyšší je Nb, Sr, Y, Zr a obsah vzácných zemin.

Podobné charakteristiky, spadající do MORB, IAT nebo OIA, mají také bazaltické andezity. Ostatní kyselější vulkanity, tj. bazaltické andezity s SiO_2 vyšším než 54 % (což je horní limit pro graf na obr. 2) a andezity z listu Měčín a Nepomuk (žinkovský a měčínsko-mirošovský pruh), náležejí podle hlavních a stopových prvků včetně vzácných zemin spíše diferenciatům odvozeným od typů OIA (viz např. TiO_2 , P_2O_5 , Th, Ta, Hf, Nb, Zr v tab. 2). Správnost zařazení uvedených hornin do „přechodné“ skupiny, inklinující k slabě alkalickým typům, dokumentuje geochemie hlavních i stopových prvků, jejichž obsahy se zcela zřetelně blíží obsahům v horninách slabě alkalické řady.

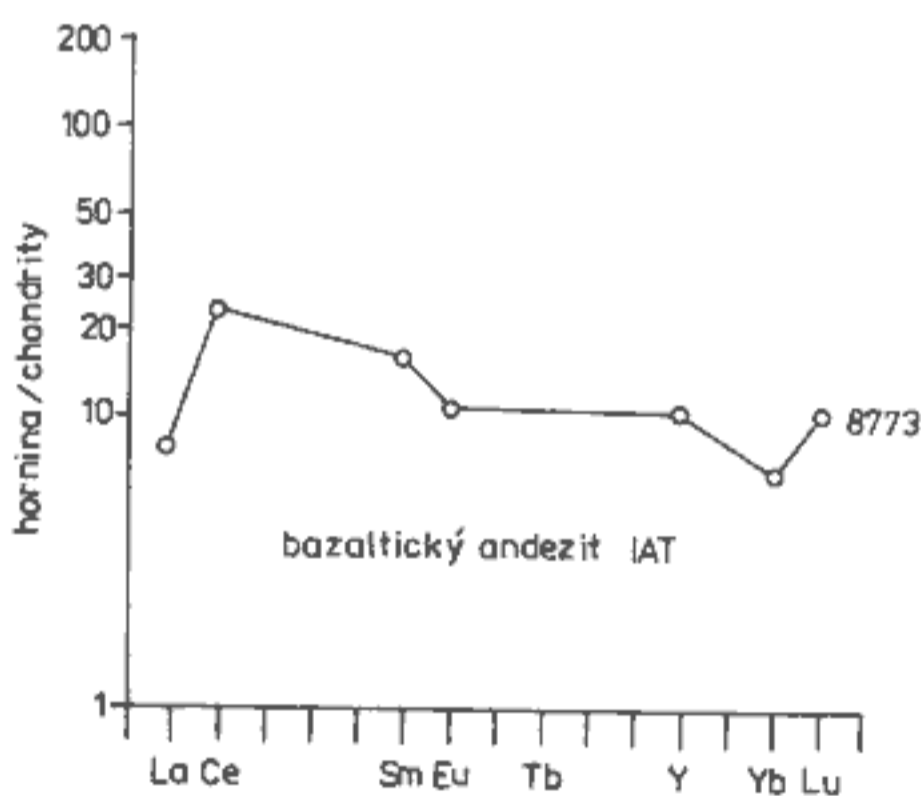
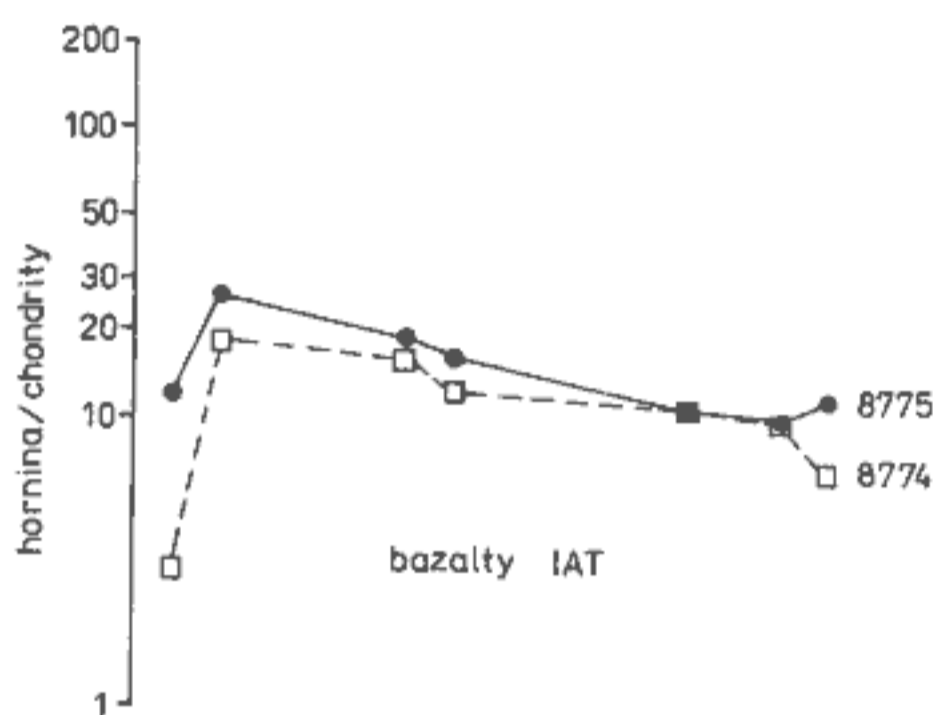
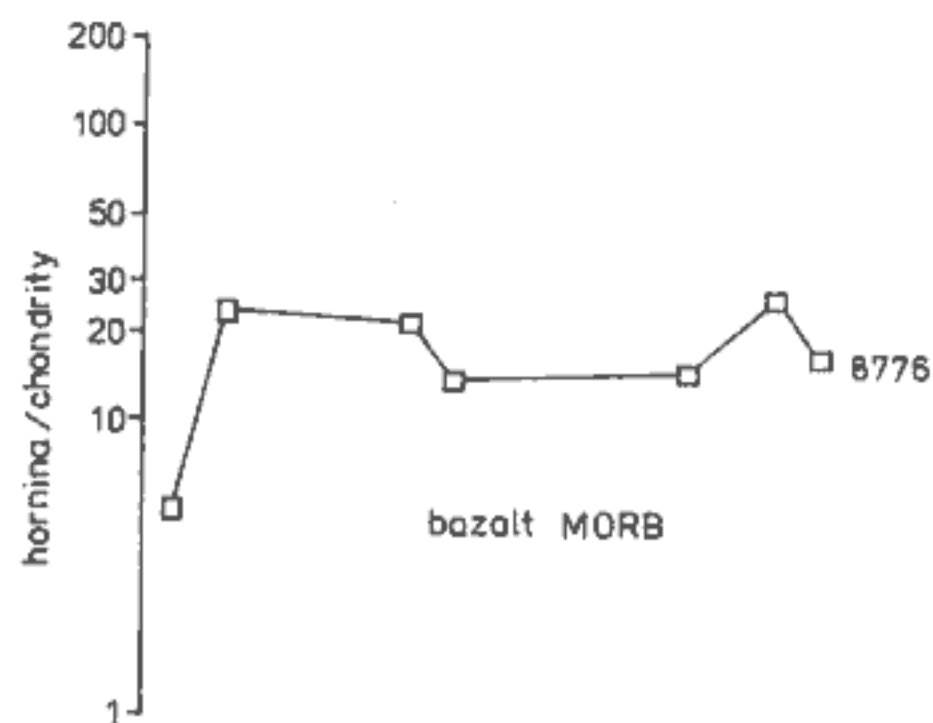


3. Charakter distribuce vzácných zemin ve vulkanitech hlavní centrální vulkanické zóny (Švihovsko). Plochý průběh křivek dokládá primitivní charakter zdroje magmatu. U některých typů je patrné ochuzení o La

Na základě charakteru distribuce vzácných zemin lze rozdělit vulkanity studované oblasti do čtyř skupin a usuzovat na zdroj magmatu, ze kterého vznikly.

1. Primitivní plášťový zdroj mají tholeiitické bazalty a bazaltické andezity typu MORB a IAT. Většina bazaltů

obou uvedených typů v hlavní centrální vulkanické zóně u Švihova je ochuzena o La (obr. 3). Stejně jsou ochuzeny i amfibolické rohovce u Kláštera u Nepomuku z jihovýchodní vulkanické zóny (obr. 4). U některých amfibolických rohovců se projevuje slabé zvýšení Ce proti horni-



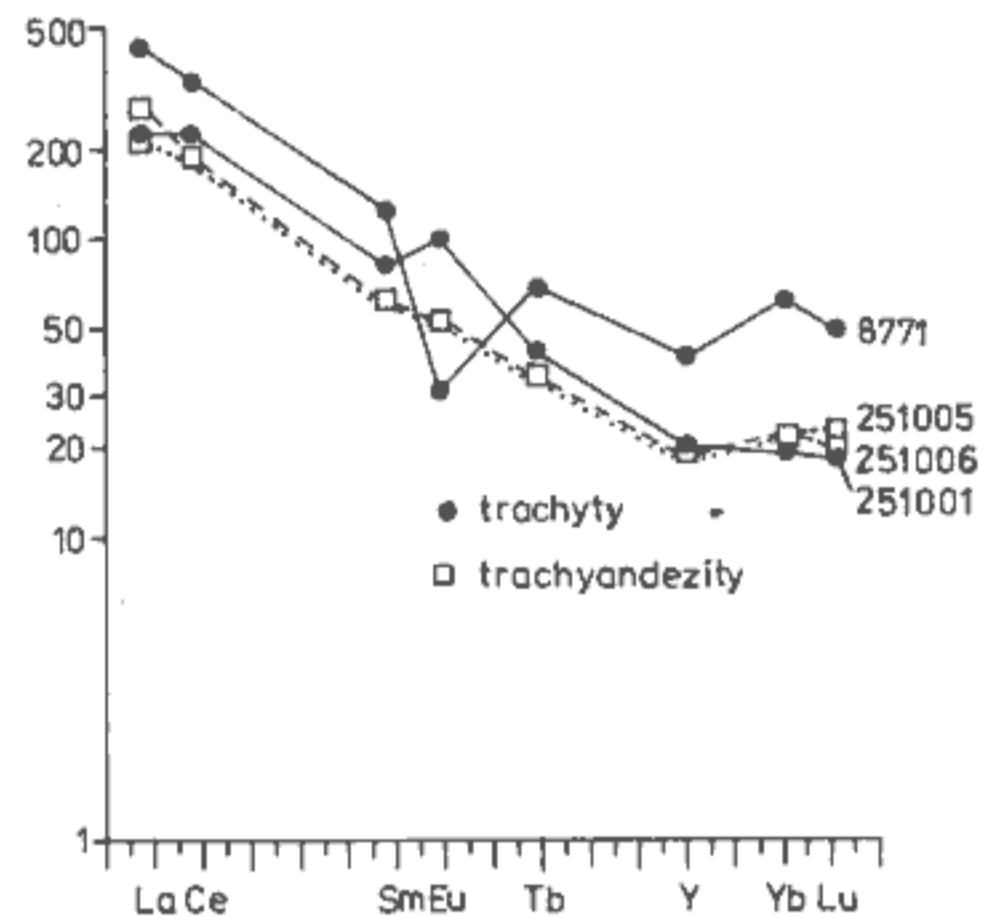
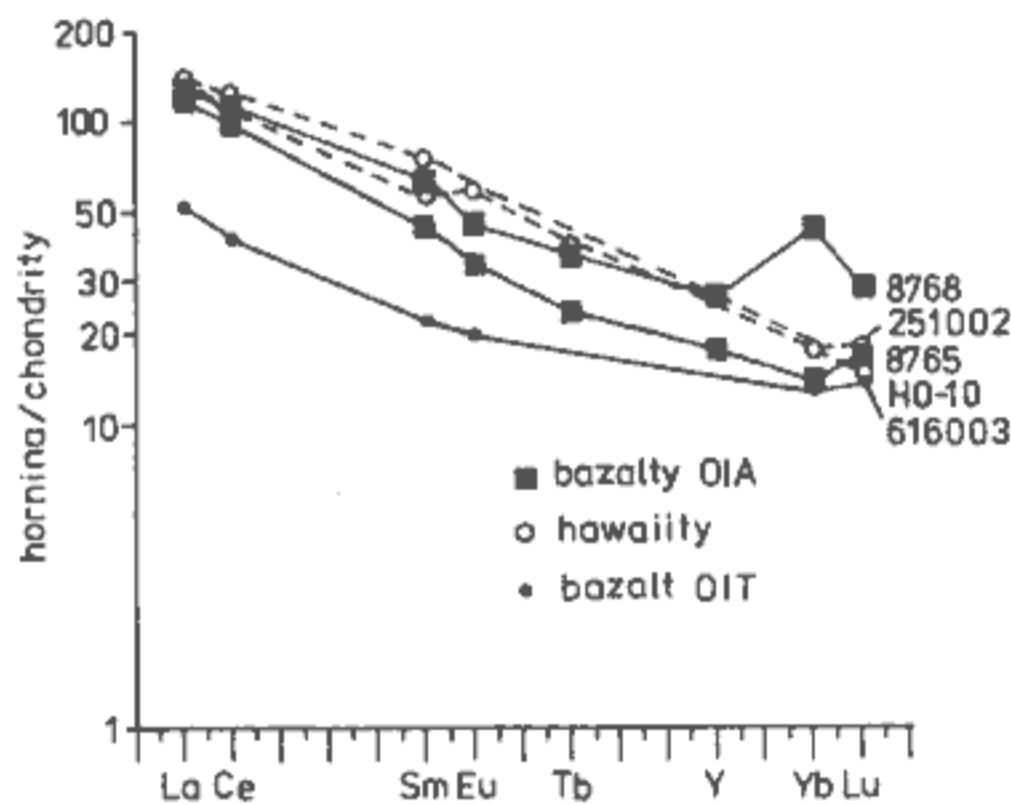
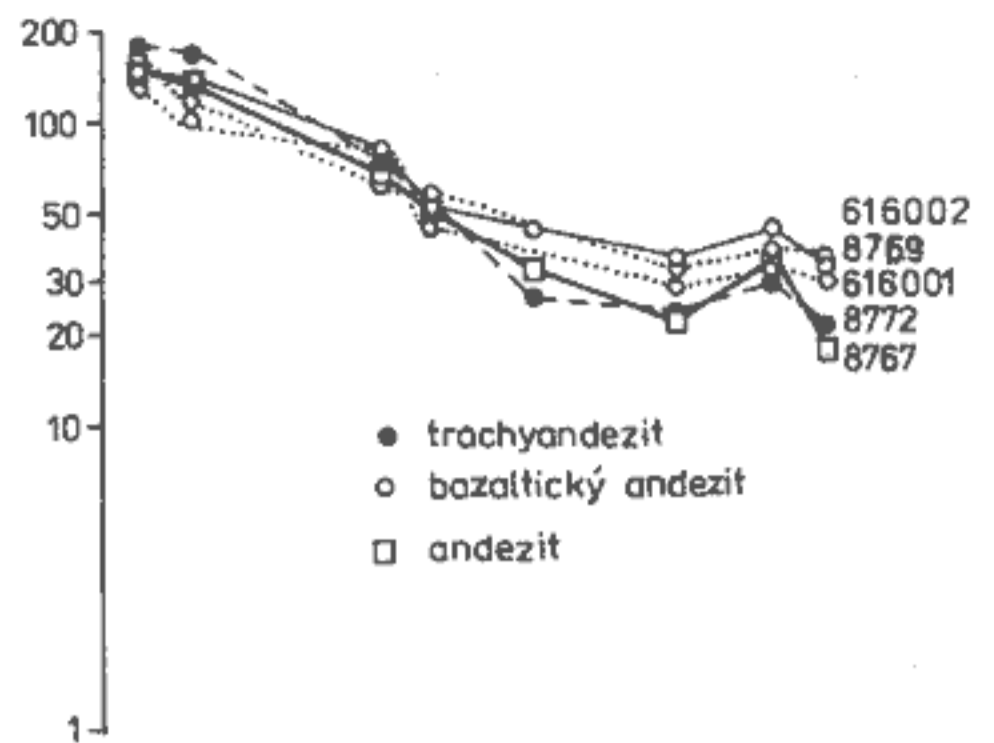
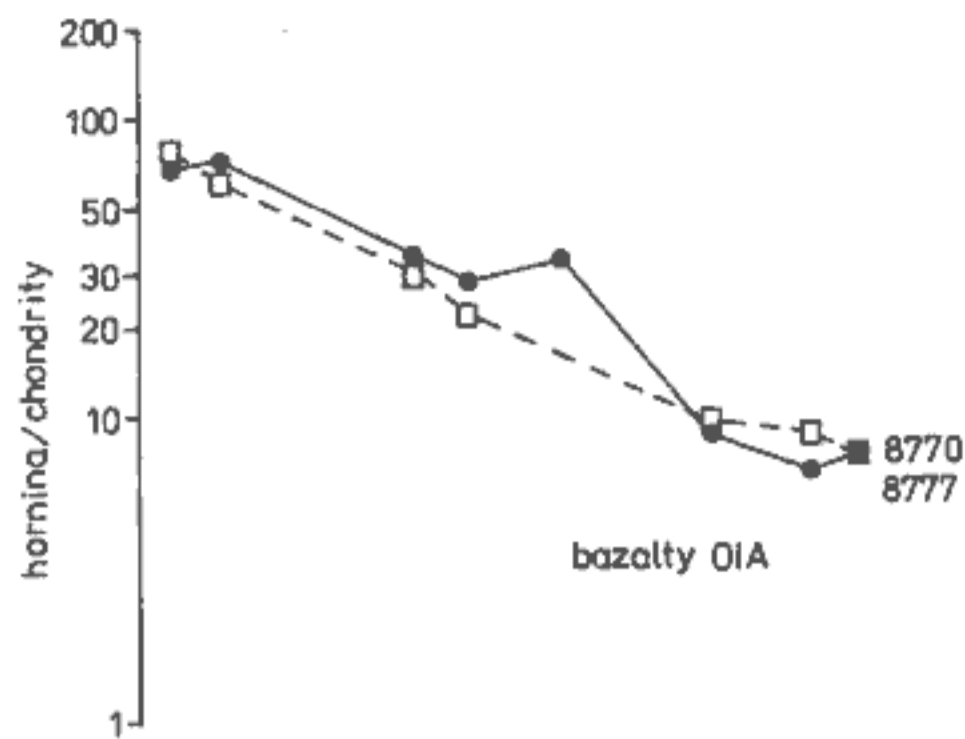
4. Charakter distribuce vzácných zemin v amfibolických rohovcích žinkovského pruhu. Plochý průběh křivek dokládá primitivní charakter zdroje magmatu. U všech typů je patrné ochuzení o La (srov. obr. 3)

nám ze Švihovska (vzorek 8775). Vcelku však lze považovat oba typy křivek (plochý průběh mezi 10-20násobkem chondritů) za primitivní charakter distribuce vzácných zemin. Nejasný je původ pilovitého průběhu

křivek u analýz č. 2094 a 2095 v obr. 3; může to být i analytický artefakt.

2. Zdroj lehce obohacený lehkými vzácnými zeminami mají dva typy OIA bazaltů ze žinkovského pruhu (obr. 5, č. 8770 a 8777). Oba reprezentují intruzivní bazalty, vzorek 8777 je blízký pikritickému bazaltu. Křivky mají ukloněný průběh od 60násobku La až po necelý desetnásobek Yb a Lu chondritů. Studované horniny jsou po geochemické stránce blízké následujícím slabě alkalickým magmatům (viz obsah TiO_2 , P_2O_5 , Th, Nb, Zr), a proto jsou diskutovány společně s nimi.

3. Zdroj podstatně více obohacený lehkými vzácnými zeminami dokumentují křivky hornin 8768, 8765, 8769, 8772, 616001 až 616003 a 251001 až 251006 na obr. 5, kde 100-200násobek La a Ce proti chondritům i vyšší celkový součet vzácných zemin je řadí ke geochemicky vyzrálejší magmatům. Podobný výsledek vyplývá i z ostatních stopových prvků těchto hornin. Stejně geochemické vlastnosti mají např. slabě alkalické vulkanity některých ostrovních oblouků nebo okrajových kontinentálních riftů. V těchto tektonomagmatických prostředích lze předpokládat, že dochází k obohacení magmatu kontaminací a asimilací kontinentální kůry. V havajské oblasti, odkud jsou slabě alkalické vulkanity především známy, je při absenci korového materiálu nutno vysvětlit jejich vznik pouze z pláště a oceánské kůry. Počítá se s chemickou heterogenitou pláště (Kellogy a Turcotte 1990), s nízkoprocentním parciálním tavením granátického peridotitu, obohaceného o lehké vzácné zemin (Clague et al. 1980), někdy s druhotnými změnami tholeiitického bazaltu, které by měly vést k vzniku přechodné až slabě alkalické řady vulkanitů (např. palagonitizace: Moore 1966). Lanphere et al. (1980) počítají s mocností oceánské kůry jako s jedním z činitelů, ovlivňujících geochemickou variabilitu havajských hornin. Na základě geofyzikálních a geochemických hypotéz se mnoho současných autorů (např. Clague a Dalrymple 1987) přiklání k názoru, že havajské vulkanity představují primitivní neodplyněný materiál, vystupující nad místem horké skvrny. Tento diapir reaguje s oceánskou litosférou a produkuje tak geochemicky značně rozdílné havajské lávy. Podobnou hypotézu vyslovili Chen a Frey (1985). Uvádějí model míšení dvou magmatických složek, oceánské litosféry a neochuzeného plášťového zdroje, následovaný asimilací okolních hornin a frakční krystalizací tohoto smíšeného magmatu, která už probíhá v menších hloubkách. Frakční krystalizace je doložena na Havaji především řadou hawaiiit-trachyandezit-trachyt, přičemž podle Petersona a Moora (1987) vznikají trachyty frakční krystalizací parentálního alkalického olivinického bazaltu v mělkých magmatických krbech. Frey et al. (1990) se domnívají, že tvorba havajských láv slabě alkalického typu odráží vzdalování se vulkanické oblasti od horké skvrny v plášti. Jak poukazují Wright a Helz (1987), geneze havajských vulkanitů není dosud uspokojivě vyřešena. Slabě alkalické horniny z Nepomucka a Měčínska



5. Charakter distribuce vzácných zemin ve vulkanitech a žilách měčnsko-mírošovského a žinkovského pruhu. Šikmý průběh křivek ukazuje na magmatický zdroj obohacený REE, především LREE (geochemicky vyzálejší typ magmatického zdroje), u trachytu (8771) pravděpodobně několikrát recyklovaný. Vzorek HO-10 je hawaiiit z práce C.-Y. Chena et al. (1991)

jsou velmi podobné havajským typům (Chen et al. 1991), viz např. srovnání s hawaiiitem HO-10 na obr. 5. Značná je však také podobnost našich hornin se slabě alkalickými vulkanity z riftové oblasti Afar v Etiopii (De Fino et al. 1973). Bez dalšího detailního studia nelze rozhodnout o charakteru zdroje našich hornin. Lze pouze předpokládat, že slabě alkalické vulkanity ve studované oblasti Barrandienu, ležící místy na mocném sedimentárním sloupci, mohou být ovlivněny kontaminací těmito sedimenty nebo jejich asimilací. Není vyloučena ani možnost

ovlivnění starou moldanubickou kontinentální deskou, jejíž hranice (Chaloupský 1989) dnes leží v těsném sousedství studovaných hornin.

4. Korový zdroj magmatu, zřejmě recyklovaný, lze pravděpodobně uvažovat u žilného trachytu č. 8771 z jv. okolí Měcholup (lokalita Prádlo), který vykazuje více než 400násobek La proti chondritům a má výraznou negativní Eu-anomálii. Jeho havajský protějšek má např. 127 ppm Nb a 915 ppm Zr, trachyt z Prádla (v ppm) Nb 213, Zr 1218, Th 22,7, Hf 27, Ta 18,6.

Tabulka 4
Seznam analyzovaných vzorů

lokality	analýza	hornina a lokalizace
5	251001	metamorfovaný trachyt; výchoz v zářezu silnice 800 m v. od obce Březí
6 c	2093	metamorfovaný tholeiitický bazalt; opuštěný lom 1 200 m jv. od obce Borovy
7 a	616001	metamorfovaný bazaltický andezit; skeletový výchoz v poli na elevaci 1 500 m vjv. od obce Svárkov
8 d	616002	metamorfovaný bazaltický andezit; skeletový výchoz v poli 1 550 m v. od obce Svárkov
26	251002	metamorfovaný trachybazalt; lůmek 1 200 m jv. obce Březí
89	2101	metamorfovaný tholeiitický bazalt; lůmek u silnice 500 m v. od obce Slatina
100 a	251005	amfibolický rohovec (trachyandezit); lůmek 1 000 m v. od obce Břluky, 250 m j. od kóty Babylon
100 b	251006	amfibolický rohovec (trachyandezit); stejná lokalita
213	616003	metamorfovaný bazalt; úlomkovitý výchoz v poli 200 m jv. od okraje obce Kaliště
217	2098	metamorfovaný bazaltický andezit; lůmky u silnice při v. okraji obce Chudenice
239	2100	metamorfovaný tholeiitický bazalt; lom v provozu 500 m jv. od obce Trněří
245	2095	metamorfovaný Al-bazalt; lůmek u silnice 250 m s. od obce Býšov
246	2097	metamorfovaný bazalt; opuštěný lom 500 m vjv. od obce Přetín
248	251007	metamorfovaný bazalt; úlomkovitý výchoz na elevaci 1 300 m sv. od obce Babice, 350 m jjv. od kóty Holý vrch
260	2096	metamorfovaný Al-bazalt; výchoz v polní cestě při sv. okraji obce Chudenice
311'	8767	metamorfovaný tuf trachyandezitu; lůmek při cestě do Zhůře (lok. 311 in F. Fiala 1977)
312	2102	metamorfovaný bazalt; lůmek v lese 600 m v. od obce Biřkov
312'	8768	metamorfovaný bazalt; výchoz, kóta 565 v. od obce Jarov
313 b'	8769	metamorfovaný bazaltický andezit; výchozy na hřebeni vjv. od obce Jarov mezi kótami 583 a 565
325 a'	8770	metamorfovaný intruzivní bazalt; zářez silnice z Měcholup do Nepomuku mezi odbočkami do obce Prádlo (lok. 325 in F. Fiala 1977)
325 b'	8771	metamorfovaný intruzivní trachyt; stejná lokalita
326'	8772	metamorfovaný trachyandezit; drobné výchozy u okraje lesa jz. od obce Měcholupy
327'	8773	amfibolický rohovec (bazaltický andezit); drobné výchozy na kótě 600 m sz. od obce Klášter
333	2099	metamorfovaný tholeiitický bazalt; lůmek na elevaci 800 m sv. od obce Kámen
335	2103	metamorfovaný Al-bazalt; výchozy na elevaci 1 200 m sv. od obce Křenice
336'	8774	amfibolický rohovec (tholeiitický bazalt); výchozy 2 800 m zjz. od obce Klášter, z. svah kóty Na skalici (lok. 336 in F. Fiala 1977)
1335'	2094	metamorfovaný Al-bazalt; skalní výchoz u silnice 300 m s. od obce Slatina
1409'	8765	metamorfovaný bazalt; lůmek při polní cestě 700 m ssv. od obce Klášter
1410'	8776	amfibolický rohovec (tholeiitický bazalt); výchozy 800 m s. od obce Klášter
mimo mapu	8775	amfibolický rohovec (tholeiitický bazalt); výchoz za východní hranicí mapy, asi 2 000 m sv. od obce Klášter, kóta Chlumec
mimo mapu	8777	metamorfovaný intruzivní bazalt; lom opuštěný za v. hranicí mapy, elevace v. od obce Srby

Analýzy byly provedeny v chemických laboratořích Ústředního ústavu geologického, Praha-Barrandov (M. Huka a kol.) a v laboratořích Geoindustrie, Praha-Černošice.

Závěr

Z geochemické charakteristiky hornin ve studované oblasti lze odvodit, že se zde vyskytují dvě chemicky zásadně odlišné skupiny hornin, jedna primitivní, plášťového původu, a druhá obohacená vzácnými zeminami a inkompatibilními prvky, jejíž zdroj nelze z dosavadních výzkumů jednoznačně určit.

Bazalty a bazaltické andezity rozsáhlého vulkanického pruhu u Švihova, který je součástí hlavní centrální vulkanické zóny Barrandienu, mají plášťový zdroj. Vyznačují se velkou chemickou jednotností (nízký obsah K_2O

a P_2O_5 , nízké obsahy některých stopových prvků, jako Th, U, Ta, Hf, Nb, Zr, Y) a primitivní distribucí vzácných zemin. K magmatům podobného typu patří i úzký pruh amfibolických rohovců u Kláštera u Nepomuku v jihovýchodní vulkanické zóně, který reprezentuje tholeiitické bazalty, kontaktně metamorfované na styku se středočeským plutonem. Podobné horniny s primitivním charakterem vzácných zemin jsou známy pouze ze středoocéánských hřbetů, oceánského dna a z nezralých ostrovních oblouků, které na oceánském dně vznikají.

V slabě alkalických horninách z měčínsko-mirošovského a žinkovského pruhu je zastoupena celá diferenciační

Na řada od trachybazaltu (hawaiiitu) přes trachyandezity k trachytům. Fiala (1977) uvádí i latity. Proti tholeiitickým bazaltům se horniny této řady vyznačují zvýšenými obsahy K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , ale také Th, Ta, Hf, Nb, Zr. Charakter distribuce vzácných zemin ukazuje na geochemicky vy- zrálejší magma.

Podle charakteru distribuce vzácných zemin a celkové geochemie hornin lze k slabě alkalické sekvenci přiřadit i analyzované olivinické bazalty, bazaltické andezity, subalkalické bazalty a andezity v měčínsko-mirošovském a žinkovském pruhu. Tyto horniny tvoří přechodnou řadu, inklinující k slabě alkalickým horninám.

Pouze u žilného trachytu z Prádla (8771) je možno předpokládat recyklovaný korový zdroj (až 400x vyšší La proti chondritům, vysoké Th, Nb, Zr, záporná Eu-anomalie).

Slabě alkalické horniny srovnatelného geochemického typu se vyskytují v různých tektonomagmatických prostředích: ve zralých ostrovních obloucích, kde po horninách tholeiitové řady následují horniny vápenato-alkalické řady a po nich horniny slabě alkalické řady, dále v ostrovech havajského typu, mohou však také být součástí vulkanismu okrajových kontinentálních riftů. Pro vulkanity žinkovského a měčínsko-mirošovského pruhu bude nutno použít dalších kritérií, aby bylo možno jednoznačně vyřešit jejich tektonomagmatickou pozici.

Zdá se, že svoji úlohu při tvorbě magmatických zdrojů slabě alkalických vulkanitů ve studovaném úseku sehrály podložní sedimenty, ale také relativní blízkost staré moldanubické pevniny, jak je to možno usuzovat z dnešního geofyzikálního obrazu této oblasti: gravimetrií zjištěná hranice pevninské desky (moldanubika) a barrandienské oceánské desky (bohemika ve smyslu Chaloupského 1989) probíhá zhruba na styku proterozoika se sz. okrajem středočeského plutonu (klatovský zlom). Pro slabě alkalické horniny sousedního Blovice připouští kontaminaci krustálním sialovým materiálem i Fiala (1978, 1988).

Vyšší hodnoty Th a místy i U ve slabě alkalických horninách, především trachytech, jsou příčinou geofyzikálních anomálií, uváděných na Nepomucku Dědákem et al. (1985) a řešených Ledvinkovou (1986).

Studium geochemie vulkanitů v návaznosti na detailní geologické mapování dovoluje podle názoru jednoho z autorů (J.W.) následující dedukci, týkající se stratigrafického postavení vulkanitů ve zkoumaném území: Primitivní tholeiitické bazalty a bazaltické andezity hlavní centrální vulkanické zóny na Švihovsku a tholeiitické bazalty (amfibolické rohovce) z jv. okraje jihovýchodní vulkanické zóny na Nepomucku vznikaly podle charakteru distribuce vzácných zemin ze stejného primitivního zdroje. Tato geochemická shoda však nevypovídá nic o jejich vzájemném stáří. Ukazuje pouze na stejné tektonomagmatické podmínky vzniku obou uvedených pruhů.

Naproti tomu v žinkovském pruhu lze podle údajů Fialy (1977, 1981a, 1988), Toniky et al. (1983) a podle nových

výsledků geochemie odvodit následující posloupnost vulkanitů od starších k mladším: 1. tholeiitické bazalty, 2. "přechodné" horniny (olivinické bazalty, subalkalické bazalty, bazaltické andezity a andezity), inklinující k slabě alkalickým vulkanitům, a 3. slabě alkalické horniny řady hawaiiit-trachyt. Uvedené skupiny hornin jsou od sebe odděleny sedimenty; u 2. a 3. skupiny se sedimenty (eventuálně tufity) mohou vyskytovat i jako vložky ve vulkanickém komplexu.

V celém území lze předpokládat existenci směrných tektonických zón, které dosud nebyly zjištěny pro nedostatek vůdčích horizontů a v neposlední řadě pro malou odkrytost terénu. Tyto zóny mohou komplikovat uvedenou jednoduchou stratigrafii studovaného území. Názor o možnosti stratifikace vulkanitů podporuje zjištěná superpozice vulkanitů, ale především jejich geochemická charakteristika. Vývojový trend magmat vede od primitivnějších ke zralejším; ve studovaném území jej dokládá především distribuce vzácných zemin (obr. 5), která jasně ukazuje směr vývoje od "přechodné" řady vulkanitů k řadě slabě alkalické. Primitivní tholeiitické bazalty typu IAT proterozoického stáří, varisky kontaktně metamorfované na amfibolické rohovce, by v pojetí deskové tektoniky představovaly nejstarší odkrytou magmatickou fázi v jihovýchodní vulkanické zóně.

Podle názoru druhého autora (Z.P.) umožňují výsledky nového geologického mapování na listu 22-131 Měčín (Pelc et al. 1987) v jz. části žinkovského pruhu, při podrobnější znalosti litologie a strukturní stavby, tuto interpretaci posloupnosti vulkanických efuzí: 1. "přechodné" vulkanity inklinující k slabě alkalickým typům o složení převážně bazaltického andezitu (až bazaltu), 2. slabě alkalické vulkanity o složení převážně trachyandezitu (až trachytu), 3. "přechodné" vulkanity inklinující k slabě alkalickým typům o složení převážně bazaltu (až bazaltického andezitu) a jejich tufy, 4. slabě alkalické vulkanity o složení převážně trachyandezitu (až trachytu) a jejich tufy. Jednotlivé výlevy a pyroklastika buď přímo na sebe nasedají, nebo jsou od sebe odděleny vložkami či mocnými polohami sedimentárních hornin, případně tufitů. Z uvedeného sledu je patrné, že jde o dvakrát opakovaný vývoj od "přechodné" skupiny vulkanitů inklinujících k slabě alkalickým typům ke skupině slabě alkalických vulkanitů. Vliv tektoniky na zdvojení sledu není prokázán, ale nelze ho ani vyloučit.

Postavení tholeiitických bazaltů v jv. okraji žinkovského pruhu v okolí Kláštera u Nepomuku je strukturně nejasné a dá se, vzhledem k přítomnosti významné tektonické zóny klatovského zlomu, předpokládat i jeho tektonické omezení vůči slabě alkalickým vulkanitům v ostatní části pruhu.

K tisku doporučil P. Jakeš

Literatura

- Bernard-Griffiths, J. - Peaucat, J.-J. - Iglesias Ponce de Leon, M. - Gil Ibarguchi, J.I. (1985): U-Pb, Nd isotope and REE geochemistry in eclogites from the Cabo Ortegal Complex, Galicia, Spain: An example of REE immobility conserving MORB-like patterns during high-grade metamorphism. - *Chem. Geol.*, 52, 217-225. Amsterdam.
- Clague, D. A. - Dalrymple, G. B. (1987): The Hawaiian-Emperor volcanic chain. Geologic evolution. In: *Volcanism in Hawaii*, v.1. - *Profess. Pap. (Geol. Surv. Washington)*, 1350, 5-54. Washington.
- Clague, D.A. - Jackson, E. D. - Wright, T. L. (1980): Petrology of Hualalai Volcano, Hawaii: Implications for mantle composition. - *Bull. volcanol.*, 43, 4, 641-656. Napoli.
- De Fino, M. - La Volpe, L. - Lirer, L. - Varet, J. (1973): Geology and petrology of Manda-Inakir Range and Moussa Alli Volcano, central eastern Afar (Ethiopia and T.F.A.I.). - *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, Sér. 2, 15, 4, 373-386. Paris.
- Dědák K. et al. (1985): Letecký geofyzikální výzkum a geologická interpretace jižní části SČP a přilehlé části moldanubika. - *MS Ústř. úst. geol. Praha.*
- Fiala, F. (1973): Proterozoický vulkanismus Barrandienu. - *MS Ústř. úst. geol. Praha.*
- (1977): Proterozoický vulkanismus Barrandienu a problematika spilitů. - *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 30, 9-248. Praha.
- (1978): The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram and tectonomagmatic relations of the volcanics of the Barrandian area. - *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 53, 333-346. Praha.
- (1981a): Geologická mapa 1:25 000, list Blovice (M-33-88-A-a). *MS Ústř. úst. geol. Praha.*
- (1981b): Problematika spilitů a keratofyrů. - *Acta Univ. Carol., Geol.*, 1, 2, 39-50. Praha.
- (1987): Textury a struktury svrchnoproterozoických vulkanitů Barrandienu. - *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 42, 9-40. Praha.
- (1988): Upper Proterozoic volcanism in the Barrandian and Železné hory areas. In: V. Zoubek (ed.): *Precambrian in younger fold belts. European Variscides, the Carpathians and Balkan.* - J. Wiley Sons, 85-99. Chichester-N. York-Brisbane-Toronto-Singapore.
- Fiala, J. - Matějovská, O. - Vaňková, V. (1987): Moldanubian granulites: Source material and petrogenetic considerations. - *Neu. Jb. Mineral., Abh.* 157, 133-165. Stuttgart.
- Frey, F. A. - Wise, W. S. - Garcia, M. O. - West, H. - Kwon, S. T. - Kennedy, A. (1990): Evolution of Mauna Kea Volcano, Hawaii: Petrologic and geochemical constraints on postshield volcanism. - *J. geophys. Res.*, 95 B2, 1271-1300. Washington.
- Grauch, R. J. (1989): Rare earth elements in metamorphic rocks. In: Lipin, B.R. - McKay, G. A. (eds.): *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements.* - *Rev. min.*, 21, 147-167.
- Haskin, L. A. - Frey, F. A. - Wildeman, T. R. (1968): Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: L.H. Arrens (ed.): *Origin and distribution of the elements.* - *Int. Ser. Monogr. Sci.*, 30, 889-912.
- Herrmann, A. G. - Potts, M. J. - Knake, D. (1974): Geochemistry of the rare earth elements in spilites from oceanic and continental crust. - *Contr. Mineral. Petrology*, 44, 1-16. Berlin, Heidelberg.
- Cháb, J. (1979): Tepelsko-barrandienská oblast. In: V. Škvor (ed.): *Geologická stavba a problémy rudních ložisek (současný stav znalostí).* - *MS Ústř. úst. geol.*, 4-37. Praha.
- Cháb, J. - Suk, M. (1977): Regionální metamorfóza na území Čech a Moravy. - *Knih. Ústř. Úst. geol.*, 50, 1-16. Praha.
- Chaloupský, J. (1989): Major tectonostratigraphic units of the Bohemian Massif. - *Spec. Pap. (Geol. Soc. Amer.)*, 230, 101-114.
- Chen, C.-Y. - Frey, F. A. (1985): Trace element and isotopic geochemistry of lavas from Haleakala Volcano, East Maui, Hawaii: Implications for the origin of Hawaiian basalts. - *J. geophys. Res.*, 90, B 10, 8743-8768. Washington.
- Chen, C.-Y. - Frey, F. A. - Garcia, M. O. - Dalrymple, G. B. (1991): The tholeiite to alkalic basalt transition at Haleakala Volcano, Maui, Hawaii. - *Contr. Mineral. Petrology*, 106, 2, 183-200. Berlin, Heidelberg.
- Jakeš, P. - Zoubek, J. - Zoubková, J. - Franke, W. (1979): Graywackes and metagraywackes of the Teplá-Barrandian Proterozoic area. - *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 33, 83-122. Praha.
- Kellogy, L. H. - Turcotte, D. L. (1990): Mixing and the distribution of heterogeneities in a chaotically convecting mantle. - *J. geophys. Res.*, 95, B 1, 421-432. Washington.
- Lanphere, M. A. - Dalrymple, G.B. (1980): Age and Sr isotopic composition of the Honolulu Volcanic Series, Oahu, Hawaii. - *Amer. J. Sci.*, 280-A, (Jackson Volume), 736-751. New Haven.
- Le Bas, M. J. - Le Maitre, R. W. - Streckeisen, A. - Zanettin, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. - *J. Petrology*, 27, 745-750. Oxford.
- Le Maitre, R. W. et al. (1984): A proposal by the IUGS Subcommittee on the systematics of igneous rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica (TAS) diagram. - *Aust. J. Earth Sci.*
- Ledvinková, V. (1986): Geologická interpretace geofyzikálních měření na Nepomucku. - *MS Přírodověd. fak. Univ. Karlova, Praha.*
- Masuda, A. - Nakamura, N. - Tanaka, T. (1971): Rare earth elements in metagabbros from the Mid-Atlantic ridge and their possible implications for the genesis of alkali olivine basalts as well as the Lizard peridotite. - *Contr. Mineral. Petrology*, 32, 295-306. Berlin, Heidelberg.
- Mašek, J. - Zoubek, J. (1980): Návrh vymezení a označování hlavních stratigrafických jednotek barrandienského proterozoika. - *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 55, 2, 121-123. Praha.
- McBirney, A. R. (1963): Factors governing the nature of submarine volcanism. - *Bull. volcanol.*, 26, 455-469. Napoli.
- Moore, J. G. (1966): Rate of palagonitization of submarine basalt adjacent to Hawaii. - *Profess. Pap. (Geol. Surv. Washington)*, 550-D, 163-171. Washington.
- Mullen, E. D. (1983): $MnO/TiO_2/P_2O_5$ a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, 53-62. Amsterdam.
- Pelc, Z. et al. (1985): Základní geologická mapa ČSSR 1:25 000, list 21-242 Švihov. - *MS Ústř. úst. geol. Praha.*
- (1987): Základní geologická mapa ČSSR 1:25 000, list 22-131 Měčín. - *MS Ústř. úst. geol. Praha.*
- Peterson, D. W. - Moore, R.B. (1987): Geologic history and evolution of geologic concepts, Island of Hawaii. In: *Volcanism in Hawaii*, v.1. - *Profess. Pap. (Geol. Surv. Washington)*, 1350, 149-189. Washington.
- Svoboda, J. (ed.) (1983): *Encyklopedický slovník geologických věd.* - Academia. Praha.
- Tonika, J. et al. (1983): Základní geologická mapa ČSSR 1:25 000, list 22-132 Nepomuk. - *MS Ústř. úst. geol. Praha.*
- Wright, T. L. - Helz, R. T. (1987): Recent advances in Hawaiian petrology and geochemistry. In: *Volcanism in Hawaii*, v.1. - *Profess. Pap. (Geol. Surv. Washington)*, 1350, 625-640. Washington.

Geochemical characteristics of volcanites of the Barrandian Upper Proterozoic in the Chudenice-Nepomuk region (SW Bohemia)

(Summary of the Czech text)

Zdeněk Pelc - Jarmila Waldhausrová

Received February 5, 1991

The studied area covers part of the Barrandian Upper Proterozoic in its SW part, between Chudenice and Nepomuk. The present geological data and interpretation are on the one hand result of new geological mapping 1 : 25 000 (Fiala 1981, Tonika et al. 1983, Pelc et al. 1985, 1987) and on the other are based on former petrological studies by Fiala (1977, 1978, 1981, 1987) and on new analytical data proper.

Lithologically, it is a volcanosedimentary formation, in the character of sedimentary and volcanic rocks corresponding to the lower to middle part of the Kralupy-Zbraslav Group of the Barrandian Proterozoic in the stratigraphic scheme of Mašek and Zoubek (1980). The studied area is about 2000 m thick being composed of phyllitic greywackes to schists with both thick or tiny metavolcanite bodies in the range of tholeiitic basalts, andesites, trachybasalts to trachytes. The volcanites are accompanied by tuffs and tuffites and a local concentration of narrow belts of silicites and graphitoid shales.

The whole complex is affected by a weak regional metamorphosis of Cadomian age, causing just weak recrystallization and in most cases making possible to identify original structures and rock types. At the contact of the Central Bohemian pluton of Variscan age in the SE and the Stod Massif of Cadomian age in the NW the rocks are metamorphosed for a distance of up to 1 km into contact hornfelses. The structural pattern of the Proterozoic section has a character of a megafold structure with NE-SW oriented axes and it had been formed during Cadomian orogenesis and later disrupted by Variscan radial tectonics.

Of the studied area, two thick volcanic zones composed of individual volcanite belts and accompanied, beside sediments, also by a higher proportion of pyroclastic deposits, are typical. In the NW part of the area the volcanite and pyroclastic accumulation is the highest and represents part of the *main central volcanic zone* (Fiala 1977). These volcanic products geochemically belong to the group of tholeiitic basalts and locally also basaltic andesites. In the SE half of the area all the volcanism manifestations are being assigned to the *southeastern volcanic zone* (Fiala 1987). Along the NW margin of this zone, in the so called *Měčín-Mirošov belt*, also more prominent layers of weakly alkaline volcanites (trachyandesite) and their tuffs appear along with the basaltoids. The thickest volcanite accumulations are in the SE part of the zone designated as *Žinkovy belt*. Volcanites geochemically inclined to weakly alkaline types and petrographically corresponding to basalts, basaltic andesites and andesites prevail here. Significant is the proportion of weakly alkaline volcanites, namely trachyandesites and trachytes. Locally also trachybasalt bodies were identified. Exceptional is the SE margin of the *Žinkovy belt* at the contact with the Central Bohemian pluton, in the Klášter surroundings, where the chemism of amphibolite hornfelses corresponds to that of primitive tholeiitic basalts. An outstanding accumulation of tuffs was ascertained just E of Měcholupy.

The spatial correlation of the individual volcanite belts is difficult due to a complicated structure of the area, namely frequent radial tectonics and lack of correlation horizons or formations. Only in the case of the *Žinkovy belt* its continuation toward the W in the *Měčín-Mirošov belt* is highly probable, because both the accumulations of volcanic products occur in identical wings of a large, tectonically undisturbed anticlinal structure. In this comparison the *Žinkovy belt* represents a centre of the volcanic activity and the *Měčín-Mirošov belt* its western margin.

From a bathymetric viewpoint, according to the products of submarine volcanism on the given territory we can estimate different depths of the sedimentary basin bottom. The presence of numerous tuffs and tuffites confirms the existence of shallow depths, probably less than 500 m (McBirney 1963) and a transition from subaquatic volcanic activity to subaerial. In certain centres of this area Fiala (1981) presumes even formation of stratovolcanoes.

The study of volcanites geochemism, involving the main, trace, and rare earth elements, made it possible to distinguish two geochemically entirely different volcanite groups derived from various magmatic sources in the studied area.

A primitive mantle source can be supposed for extensive occurrences of tholeiitic basalts and basaltic andesites of the main central volcanic zone in the Švihov region. In the southeastern volcanic zone, to primitive tholeiitic basalts refer only lesser occurrences of amphibole hornfelses in the *Žinkovy belt* near Nepomuk, contact-metamorphosed by the Central Bohemian pluton. A prominent feature of these rocks is their geochemical uniformity manifested by low K₂O and P₂O₅ contents, by low contents of some trace elements (Th, U, Ta, Hf, Nb, Zr, Y), and by a primitive character of distribution of rare earth elements (Table 1, Figs. 1, 3, 4). Rocks of this geochemical type are comparable with recent primitive basaltic rocks of midoceanic ridges, oceanic bottom, and immature island archs.

Weakly alkaline volcanites and volcanites of a "transition" row, forming best part of rocks in the area between Měčín and Nepomuk, have their source enriched with light rare earth elements and some incompatible elements in the

southwestern volcanic zone, in the so-called Měčín-Mirošov and Žinkovy belts. Weakly alkaline rocks are in this area represented by a whole differentiation Na-row (hawaiite-trachyandesite-trachyte), Fiala (1977) mentions also latite. Compared to tholeiitic basalts, the rocks of a weakly alkaline row exhibit increased contents of K_2O , TiO_2 , P_2O_5 and of Th, Ta, Hf, Nb, Zr (Table 2) as well. The REE contents and character of their distribution (Fig. 5) show that the source magma was geochemically more mature. Similar geochemical properties including REE (Fig. 5) display also the rocks of a so called „transition” row in the TAS diagram (Fig. 1) lying between the fields of weakly alkaline rocks and subalkaline rocks. The regularity of their assignment to weakly alkaline types is documented on Table 2 and Fig. 5. Volcanites of a transition row are represented by olivine basalt, basalt, basaltic andesite and andesite. Weakly alkaline volcanites of a comparable geochemical type at the present occur in different tectonomagmatic conditions: in island arches with rocks of the row tholeiite - low-potassium Ca-alkaline basalt - trachybasalt, moreover on Hawaii-type islands, but also in marginal continental rifts.

The tectonomagmatic position of weakly alkaline rocks of the southeastern volcanic zone in the Barrandian has so far been undeterminable unequivocally and therefore further detailed study is necessary. One of the authors (J.W.) is of the opinion that the achieved results, i.e. the geological position of volcanites and their geochemical characteristics, are applicable for determination of the following sequence of volcanites in the SE volcanic zone: 1. tholeiitic basalts (amphibolite hornfelses), 2. transition row of rocks with the affinity to weakly alkaline types, 3. weakly alkaline rocks of the row hawaiite-trachyte.

Přeložila G. Vladyková

Explanation of tables

1. Chemism of basic volcanites of the main central volcanic zone in the Švihov region and amphibolite hornfelses of the southeastern volcanic zone in the Nepomuk area. + mass percent recalculated to waterfree base, ++ ppm.
2. Chemism of volcanites and intrusive rocks of the southeastern volcanic zone in the Měčín and Nepomuk regions and sporadic volcanic occurrences near Kaliště.
3. Original silicate analyses of rocks (nonrecalculated values in mass %, comp. Tabs. 1, 2 and 3).
4. List of analysed samples. The analyses were performed in chemical laboratories of the Czech Geological Survey in Praha-Barrandov (M. Huka et al.) and in laboratories of Geindustria n.e. in Praha-Černošice.

Explanation of text-figures

1. Volcanites from the area between Chudenice and Nepomuk in the TAS classification diagram (R.W. Le Maitre et al. 1984). 1 - new analyses from tabs. 1 and 2; 2 - published analyses (F. Fiala 1977); 3 - range of the rocks of the main central volcanic zone from the Švihov region; 4 - boundary of the alkaline and subalkaline field according to M.J. Le Bas et al. (1986).
2. Basic volcanites (new analyses) from the area between Chudenice and Nepomuk in the diagram TiO_2 - P_2O_5 -MnO (F.D. Mullen 1983).
3. Character of the distribution of REE in volcanites of the main central volcanic zone (Švihov region). A flat course of the curves evidences a primitive character of the magma source. In some types, lack in La is evident.

4. Character of REE distribution in amphibolite hornfelses of the Žinkovy belt. A flat course of the curves evidences a primitive character of the magma source. In all types lack of La is traceable (comp. fig. 3).
5. Character of REE distribution in volcanites and veins of the Měčín-Mirošov and Žinkovy belts. Oblique course of the curves points to a magmatic source enriched with REE, mainly LREE (geochemically more mature type of the magmatic source), in trachyte (8771) probably recycled several times. The sample HO-10 is hawaiite from the paper by C.-Y. Chen et al. (1991).

Explanation of Plate 1

Synoptic geological map of the studied area with indication of geochemical types of Upper Proterozoic volcanites (compiled by Z. Pele - J. Waldhausrová, maps of F. Fiala, 1981a, and J. Tonika et al., 1983, were partly used).

Magmatites: 1 - granite, granodiorite; Barrandian Upper Proterozoic: group of primitive tholeiitic basalts: 2 - basalt, 3 - basaltic andesite; group of volcanites inclined to alkaline types: 4 - basalt, 5 - basaltic andesite, andesite; group of alkaline volcanites: 6 - trachybasalt, 7 - trachyandesite, trachyte; other rocks: 8 - tuff, tuffite (in the case of closer specification indicated in combination with hatching of pertinent volcanite), 9 - silicite, 10 - graphitoid schists, 11 - phyllitic schists, phyllitic greywacke; 12 - boundary of contact hornfelses; 13 - rock boundaries; 14 - fault; 15 - bedding; 16 - our own documentary point (with a thin section); 17 - a taken over documentary point (F. Fiala 1973, 1977); 18 - silicate analysis own and taken over (with the original locality number); A - main central volcanic zone; B - southeastern volcanic zone: B1 - Měčín-Mirošov belt, B2 - Žinkovy belt.