

RYOLITY V METADIORITOVÉ ZÓNĚ BRNĚNSKÉHO MASIVU

Rhyolites from Metadiorite Zone of the Brno Massif

David Buriánek, Helena Gilíková

Česká geologická služba, Leitnerova 22, 602 00 Brno; e-mail: david.burianek@geology.cz

(24-32 Brno, 24-41 Vyškov)

Key words: rhyolite, alteration, Metadiorite Zone, Brno Massif

Abstract

The rhyolite dykes up to 4 m thick crosscuts basic and ultrabasic plutonic rocks in the Metadiorite Zone of the Brno Massif. Two distinct rhyolite types have been recognized. The first unaltered type occurs mainly in the southern part of the Metadiorite Zone. They are fine-grained porphyritic rhyolites, locally with spherules and skeletal crystals of K-feldspar. However majority of dykes are porphyritic to aphanitic fine-grained rocks, which are strongly affected by hydrothermal alteration (albitization, sericitization, turmalinization, chloritization). Unaltered rhyolites in the Metadiorite Zone have very similar geochemical signatures (e. g. content REE or HFSE) as volcanoclastic stratas in the Devonian sedimentary cover of the Brno Massif.

Úvod

V metadioritové zóně brněnského masivu nacházíme řadu žil a drobných těles ryolitů (např. Buriánek 2010).

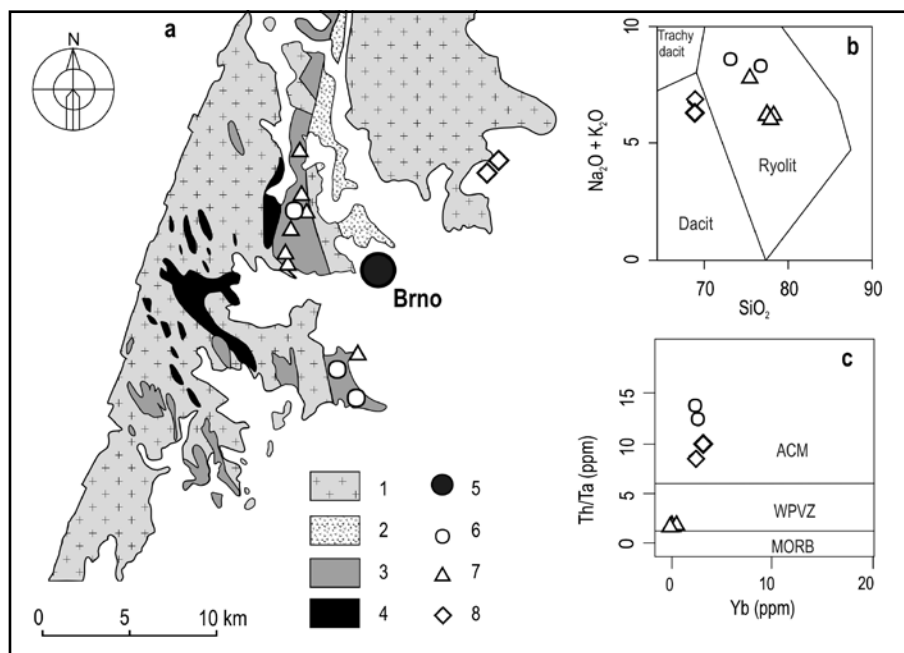
Tyto horniny nebyly prozatím podrobněji studovány ani datovány. Určit jejich stáří je problematické, protože neobsahují dostatek vhodných minerálů pro datování. Vulkanické a vulkanoklastické horniny se vyskytují také v jiných částech brněnského masivu a paleozoických sedimentech v jeho nadloží. Poměrně výrazně jsou mezi nimi zastoupeny ryolity až dacity, případně kyselé vulkanoklastické horniny. Některé z těchto vulkanitů jsou prokazatelně proterozoické (Finger et al. 2000) jiné naopak devonské (Gilíková et al. 2006). Můžeme se tedy pokusit jednotlivé skupiny ryolitů navzájem porovnat a na základě těchto údajů interpretovat pozici ryolitových žil z metadioritové zóny brněnského masivu.

Geologická pozice

Brněnský masiv

Brněnský masiv je rozčleněn centrálním bazickým pruhem na dvě části tvořené hlavně granitoidy (Lei-

chmann – Höck 2008). Každá z těchto dvou částí náleží k jinému teránu. Dyjský terán je situován na západě a slavkovský terán na východě (Finger et al. 1995).



Obr. 1: Zjednodušená geologická mapa střední části brněnského masivu (upraveno podle Mitrengi – Rejla 1993) s vyznačením pozice studovaných horninových vzorků: a 1 – granitoidy, 2 – metabazitová zóna, 3 – metadioritová zóna a bazické enklávy, 4 – metasedimenty, 5 – město, 6 – ryolity z metadioritové zóny, 7 – hydrotermálně alterované ryolity z metadioritové zóny, 8 – devonská vulkanoklastika. Diskriminační diagramy pro felsické vulkanické horniny: b – TAS diagram (Middlemost 1994); c – Y vs. Th/Ta diagram (Gorton – Schandl 2000).

Fig. 1: Simplified geological map of studied area (modified after Mitrenga – Rejl 1993) with localization of studied rock samples: a 1 – granitoids, 2 – Metabasite Zone, 3 – Metadiorite Zone and basic enclaves, 4 – metasediments, 5 – town, 6 – rhyolite from Metadiorite Zone, 7 – hydrothermal altered rhyolite from Metadiorite Zone, 8 – Devonian volcanoclastic rocks. Discrimination diagrams for felsic volcanic rocks: b – TAS diagram (Middlemost 1994), c – Y vs. Th/Ta diagram (Gorton – Schandl 2000).

Dyjský terán je převážně tvořen granodiority a grani- ty (Finger – Pin 1997). Tyto horniny intrudovaly v období kolem 600 Ma (Dallmeyer et al. 1995, van Breemen et al. 1982) a místy obsahují poměrně hojné zbytky metamorfního pláště, případně enklávy gaber a dioritů. Jejich vznik je vázán na aktivní kontinentální okraj Gondwany (Finger et al. 2000). Některé horniny v plášti brněnského masivu jsou slabě metamorfované kyselé vulkanity (metaryolity).

Slavkovský terán je tvořen geochemicky primitivnějšími alkalicko-vápenatými, amfibolicko-biotitickými granodiority a tonality. Tyto plutonity odpovídají svým chemickým a izotopickým složením ostrovnímu oblouku (Finger et al. 1995, Finger – Pin 1997).

Centrální bazický pruh je široký jen několik km, avšak dosahuje délky přibližně 70 km a táhne se v s.-j. směru od Blanska až k Břeclavi (odkrytá část je dlouhá zhruba 27 km). Dělí se na dvě části s odlišnou horninovou náplní (Dudek – Weiss 1963, Hanžl – Melichar 1997):

(i) Západní část (metadioritová zóna) je tvořena slabě metamorfovanými alkalicko-vápenatými intruzivními horninami, mezi nimiž převažují diority až gabra a méně

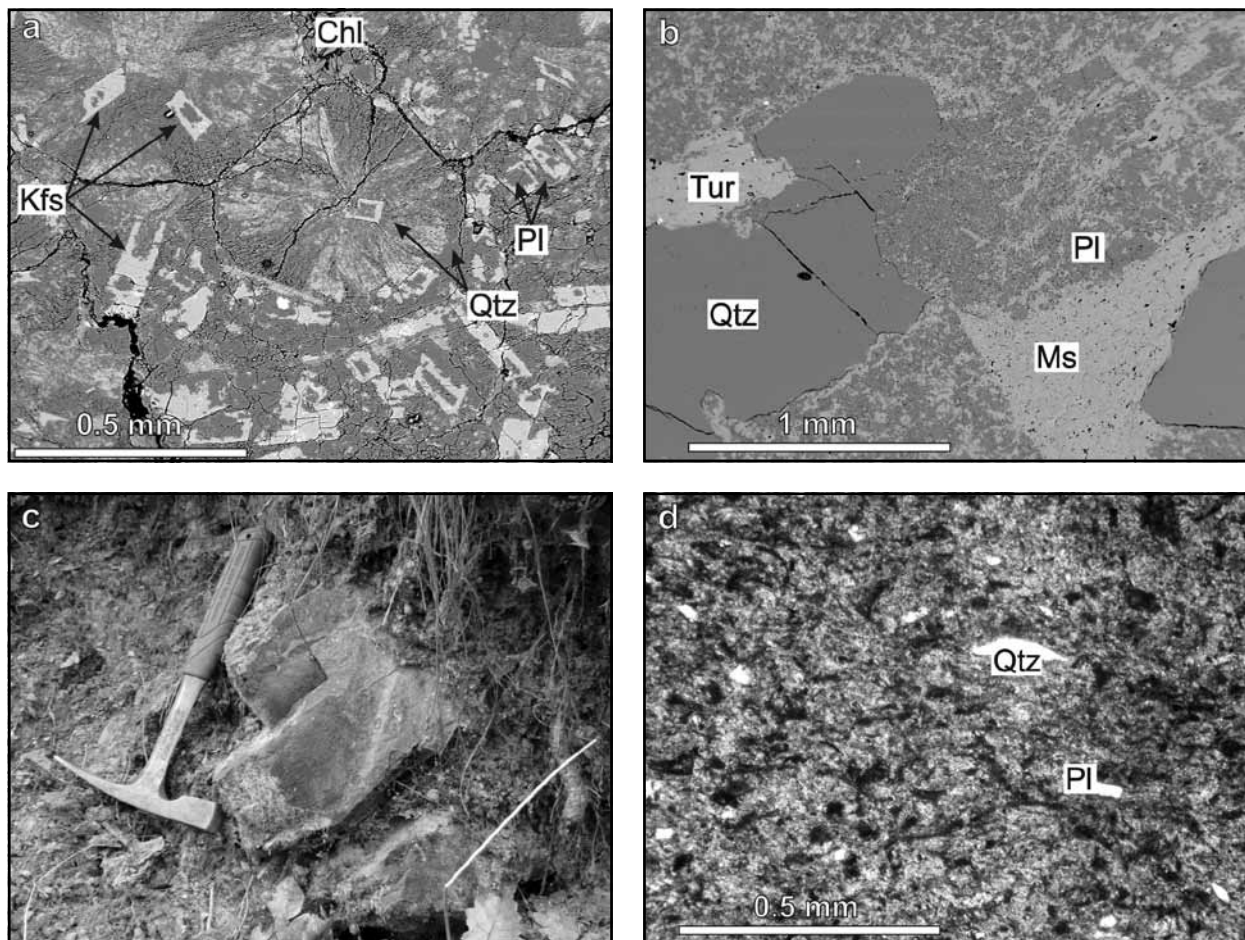
jsou pak zastoupeny ultrabazické horniny. Místy se zde objevují mladší ryolitové žíly, které jsou předmětem studia v tomto příspěvku (obr. 1a).

(ii) Východní část (metabazitová zóna) zahrnuje efuzivní horniny zaobloukové pánve (Finger et al. 2000). Metabazitová zóna je slabě metamorfovaná a tvořená hlavně bazalty, které jsou proráženy žilami ryolitů a dole- ritů. Tyto tholeitické ryolity vznikaly společně s okolními vulkanity a byly datovány metodou U-Pb na zirkonech na 725 ± 15 Ma (Finger et al. 2000).

Kontakt metadioritové zóny s metabazaltovou je tektonický (Hanžl – Melichar 1997). Tektonicky modifikovaný je většinou také kontakt metadioritové zóny s granodiority dyjského teránu.

Spodnopaleozoické sedimenty

V přímém nadloží hornin brněnského masivu se nacházejí červenohnědé, ojediněle šedé až zelené, převážně křemenné siliciklastické sedimenty. Na základě studia macerátů ze šedo-zelených laminovaných a masivních jílovitých prachovců se podařilo doložit spodnokambrické



Obr. 2: Ryolity z metadioritové zóny na BSE snímcích (a–b), makro- a mikrosnímek devonských vulkanoklastických hornin (c–d): a – sférolity a kostrovité krystalky draselného živce v ryolitu, kopec Holedná – Bystrc, BY10; b – hydrotermálně alterovaný ryolit vyrostlicemi křemene, Bosonohy, BB104; c – výchoz vulkanoklastické horniny u Šumberovy skály; d – výbrus z vulkanoklastické horniny (Konšelův památník), obrázek v jednom nikolu (PPL).

Fig. 2: Rhyolites from Metadiorite Zone in BSE images (a–b), macro- and microimage Devonian volcanoclastic rock (c–d): a – spherulites and skeletal crystals K-feldspars in rhyolite, hill Holedná – Bystrc, BY10; b – hydrothermally altered rhyolite with quartz phenocrysts, Bosonohy, BB104; c – outcrop of the volcanoclastic rock nearby Šumbera skála; d – thin section of volcanoclastic rock (Konšel monument), picture in plane polarized light (PPL).

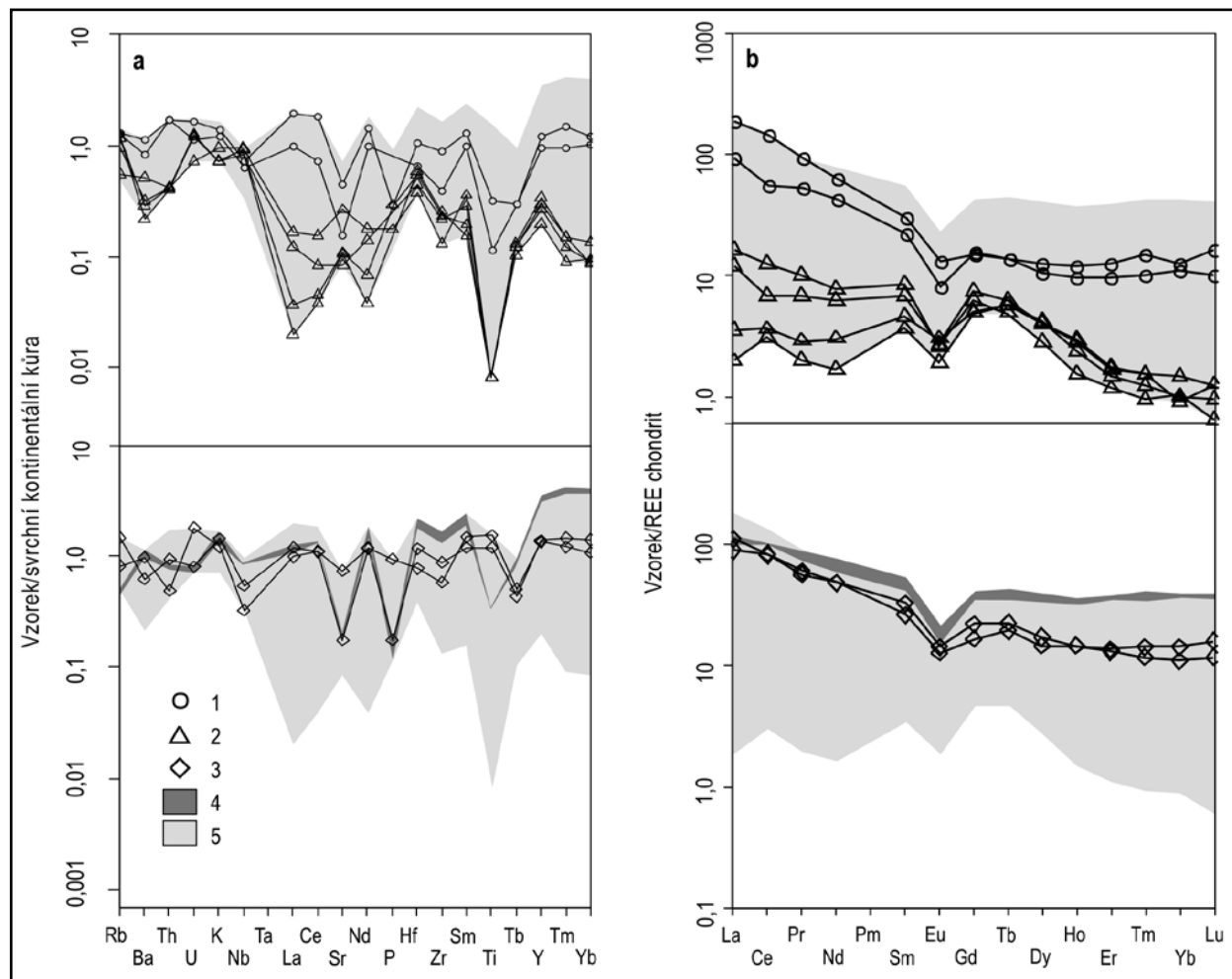
stáří značné části klastických sedimentů (Jachowicz – Přichystal 1997, Fatka – Vavrdová 1998, Vavrdová – Bek 2001, Vavrdová et al. 2003). Sedimenty spodního až středního devonu tvoří většinou pokryv o mocnosti jen několika desítek metrů. V některých vzorcích z klastických sedimentů spodního devonu z jižní části Moravského krasu (v okolí Šumperovy skály) byly nalezeny úlomky vulkanických hornin a vzácně také polohy vulkanických až vulkanoklastických hornin (Pokorný 1948, Gilíková et al. 2006). Nálezy vulkanoklastických hornin v siliciklastických sedimentech spodního–středního devonu jsou známy také z jiných lokalit (například ve vrtech Jablunkov-1, Rusava-1 a Uhřice-6).

Metodika

Pro klasifikaci hornin bylo použito 10 výbrusů z metadioritové zóny v oblasti mezi obcemi Želešice a Jinačovice (obr. 1a), 3 výbrusy z metabazitové zóny a 2 z devonských vulkanoklastik.

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 (Laborař elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, Ústav geologických věd PŘF MU a Česká geologická služba). Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za následujících analytických podmínek: urychlovací napětí 15 kV; průměr elektronového svazku < 1 μm pro spinelidy, 5 μm pro silikáty; proud svazku 10 nA; načítací čas 10–20 s pro hlavní prvky, 20–60 s pro stopové prvky; operátorka Š. Benedová. Byly použity tyto standardy: Si, Al – sanidin, Mg – olivín, Fe – almandin, Ca – andradit, Mn – rhodonit, Ti – Ti-hornblend, Cr – chromit, Na – albit, K – ortoklas, P – apatit, F – topaz, Cl – vanadinit, Zn – gahnit, V – vanadinit, Cu – Cu, Y – YAG. Empirické vzorce granátu jsou přepočteny na 12 kyslíků (Fe³⁺ bylo dopočteno podle stechiometrie). Chlority byly přepočteny na 28 kyslíků a živce na 8 kyslíků. Použité zkratky minerálů jsou podle Kretze (1983).

Horninové analýzy z 8 vzorků kyselých vulkanitů byly provedeny metodou ICP-MS v laboratořích Acme



Obr. 3: Chemické složení felzických vulkanických hornin z brněnského masivu: a – svrchní kontinentální kůrou normalizované stopové prvky (Taylor – McLennan 1985); b – chondritem normalizovaný REE diagram (Boynton 1984); 1 – rhyolity z metadioritové zóny, 2 – hydrotermálně alterované rhyolity z metadioritové zóny, 3 – devonská vulkanoklastika, 4 – rhyolity z metabazitové zóny (Hanžl – Hrdličková 2011), 5 – všechny studované vzorky.

Fig. 3: Chemical composition of the felsic volcanic rocks from the Brno massif: a – upper continental crust normalized trace elements (Taylor – McLennan 1985); b – chondrite-normalized REE plot (Boynton 1984); 1 – rhyolite from Metadiorite Zone, 2 – hydrothermal altered rhyolite from Metadiorite Zone, 3 – Devonian vulcanoclastic rocks, 4 – rhyolite from Metabazite Zone (Hanžl – Hrdličková 2011), 5 – all studied samples.

Analytic Laboratories Ltd., Vancouver, Kanada. Chemické analýzy ryolitů z metabazitové zóny byly převzaty z práce Hanzla – Hrdličkové (2011).

Petrografická charakteristika

V rámci brněnského masivu můžeme vyčlenit nejméně dvě skupiny kyselých vulkanitů. V sedimentech devonského stáří nacházíme kyselé vulkanoklastické horniny.

(i) Metaryolity metabazitové zóny

Metaryolity vytváří až několik metrů mocné polohy nebo čočkovitá tělesa v metabazaltech (Finger et al. 2000). Většinou se jedná o světle šedé až růžovošedé, jemnozrné až afanitické horniny s porfyroklasty živců a křemene. Základní hmota je tvořena xenomorfně až hypautomorfně omezenými zrny křemene, kyselého plagioklasu a K-živce. Živce bývají zakalené jílovými minerály a často také sericitizované. Běžně se v základní hmotě objevují drobná zrnka minerálů epidotové skupiny, karbonátů a lupínky chloritu. Horniny velmi často nesou známky deformace.

(ii) Ryolity metadioritové zóny

V metadioritové zóně tvoří ryolity žíly o mocnosti 1–4 m a délce 4–15 m, které proráží amfibolity, slabě metamorfované bazické a ultrabazické horniny. Nachází se hlavně v okolí Želešic (obr. 1a), ale někdy se s těmito žilami setkáváme také v oblasti Bystrce (kopec Hobrtenky). Většinou jsou orientovány ve směru SSZ–JJV a nejsou postiženy žádnou penetrativní duktilní deformací. Na základě petrografie a geochemie můžeme vyčlenit dvě skupiny těchto vulkanitů: ryolity a hydrotermálně alterované ryolity.

Ryolity jsou jemnozrné, šedé, nažloutlé až načervenalé a často obsahují až 1 cm velké vyrostlice křemene, někdy také biotitu nebo plagioklasu. Prostor mezi vyrostlicemi vyplňuje jemnozrná hmota, která někdy má fluidální stavbu. Základní hmota vzácně obsahovala vulkanické sklo, které je dnes přeměněno na směs jílových minerálů a křemene. Běžné jsou kostrové krystalky draselného živce. Často jsou v jemnozrné základní hmotě přítomny sférolity tvořené křemenem a K-živcem (obr. 2a), které někdy mohou dosahovat průměru až kolem 1 cm. V takovém případě mají ve střední části granofyrickou strukturu. Plagioklas v základní hmotě kolem sférolitů odpovídá albitu ($An_{0,1}$). Biotit je vzácný a tvoří až 2 mm dlouhé lupínky, které jsou zcela chloritizovány.

Hydrotermálně alterované ryolity jsou křídově bílé nebo nažloutlé, jemnozrné až afanitické, většinou s vyrostlicemi světlých minerálů (křemen, K-živce, plagioklas). Alterace se projevuje sericitizací, albitizací, chloritizací a turmalinizací. Ryolity tvoří až několik metrů mocné žíly, koncentrované v pásu táhnoucím se od Želešic přes Bystrc až k obci Jinačovice (obr. 1a).

Ryolity jsou tvořeny jemnozrnou až afanitickou základní hmotou v níž vystupují až 8 mm velké vyrostlice křemene, K-živce a plagioklasu. Někdy jsou přítomny pseudomorfozy tvarově připomínající amfiboly, které jsou vyplněny chlority a/nebo muskovitem. Prostor mezi vyrostlicemi vyplňuje jemnozrná hmota, která někdy má fluidální stavbu. Plagioklas v základní hmotě

odpovídá téměř čistému albitu ($An_{0,3}$). Vyrostlice mají složení An_{1-23} a vykazují normální zonálnost. Vyrostlice K-živce často obsahují perthity. Vzácně se objevují drobná hypautomorfní zrna granátu ($Alm_{38-47} Grs_{10-40} Sps_{20-40} Prp_{1-5} Adr_{0-1}$). Živce jsou často zakaleny jílovými minerály a sericitizovány (obr. 2b). Někdy jsou také přítomny až 0,1 mm velká zrna automorfního magnetitu, která často lemují vyrostlice křemene. Chemické složení světlých slíd v živcích z různých vzorků je poměrně homogenní ($Si = 6,3-6,5$ apfu; $Al = 4,9-5,9$ apfu). Občas se v hornině objevuje turmalín, který tvoří žilky, zatlačuje živce nebo je součástí pseudomorfoz (patrně po amfibolu) společně s chloritem a sericitem. Drobná automorfní až hypautomorfní zrna turmalínu jsou roztroušena v hornině a často se koncentrují do drobných akumulací. Turmalín také tvoří společně s křemenem žilky o mocnosti maximálně několika cm, které proráží ryolity a horniny v jejich okolí. Chemické složení turmalínu v ryolitech je poměrně pestré a odpovídá skoryl-dravit-uvitové řadě (Buriánek 2010). Někdy se v ryolitech společně s turmalínem objevují žilky nebo izolovaná zrna epidotu. Drobné lupínky chloritu v pseudomorfozách jsou chemicky poměrně homogenní a svým chemickým složením odpovídají chamozitu ($Al/(Fe_t+Al+Mg) = 0,41-0,42$; $Si = 5,0-5,2$ apfu). Chlorit podobného složení také tvoří drobné vějířovité agregáty přímo v hornině. V některých ryolitech se objevuje zcela chloritizovaný biotit ($Al/(Fe_t+Al+Mg) = 0,33-0,39$; $Si = 5,8-6,3$ apfu). Akcesoricky mohou být přítomny apatit, hydrozirkon a monazit-(Ce), přičemž monazit-(Ce) se většinou vyskytuje v drobných křemenných žilkách.

(iii) Vulkanoklastické horniny ve spodnopaleozoických sedimentech

Pro studium byly odebrány vulkanoklastické horniny, které téměř vždy obsahují určitou příměs klastického materiálu (hlavně klastický křemen a živce). Jde o polohy o mocnosti do 45 cm obklopené středně zrnitými arkóзовými pískovci (obr. 2c). Dva vzorky zvolené pro podrobnější studium mají relativně nízké procento sedimentárního materiálu (do 10 obj. %). Studovaná vulkanoklastika tedy obsahují hlavně drobná automorfně omezená zrna vulkanického křemene, dále jsou přítomny automorfně až hypautomorfně omezené lišty draselného živce a plagioklasu (okolo 0,2 mm) a chloritizovaný biotit. Běžně jsou tyto fenokrysty rozlámány na drobnější fragmenty (obr. 2d). Původní vitroklastická jemnozrná základní hmota je výrazně postižena rekrystalizací. Dnes ji tvoří hlavně drobná zrna křemene, živců, sericitu, jílových minerálů a minerálů epidotové skupiny. Jako akcesorické minerály se vyskytují automorfní zirkony a apatit.

Geochemie

Kromě jednoho metaryolitu z metabazitové zóny leží všechny studované vzorky v poli peraluminických hornin (Shand 1943, $A/CNK = 0,9-1,8$). Podle TAS diagramu (Middlemost 1994) můžeme vulkanity klasifikovat jako ryolity a vzorky devonských vulkanoklastik jako dacity (obr. 1b).

Hydrotermální alterace změnila obsahy některých prvků v hornině. Dobře je to patrné například na poměrech K_2O/Na_2O , které jsou u alterovaných ryolitů z metadioritové zóny (0,6–0,7) podstatně nižší než u ostatních studovaných hornin (1,0–3,7). Proto byly srovnávány hlavně horniny s nejnižším stupněm hydrotermální alterace. Alterované ryolity ale tvoří větší část žil v metadioritové zóně a proto budou v dalším textu komentovány také jejich vlastnosti.

Ve srovnání se svrchní kontinentální kůrou (Taylor – McLannan 1985) jsou ryolity z metadioritové zóny ochuzeny o podobné prvky jako vulkanoklastika devonského stáří a ryolity z metabazitové zóny (především Nb, Sr, P). Hydrotermálně alterované ryolity z metadioritové zóny se liší od všech předchozích skupin, protože vykazují nižší obsahy REE, většiny HFS a LIL prvků s výjimkou Nb, U, K, Rb (obr. 3a). Ryolity z metabazitové zóny mají vyšší poměry K/Rb (636 a 853) oproti ostatním studovaným skupinám (155–425). Navíc vykazují ve srovnání s ryolity z metadioritové zóny slabé ochuzení o Rb a obohacení na HREE a některé prvky HFS (Zr, Hf). Vulkanoklastika jsou ve srovnání s ostatními studovanými ryolity bohatší na Ti (obr. 3a), avšak v řadě dalších geochemických charakteristik se podobají ryolitům z metadioritové zóny (např. U, K, Ba, Zr, Hf).

Křivky REE (obr. 3b) pro ryolity z metadioritové zóny a vulkanoklastika devonského stáří mají velmi podobný tvar. Obě skupiny vykazují nevýraznou Eu anomálii ($Eu/Eu^* = 0,42–0,61$), klesající trend LREE a relativně plochou část křivky tvoří HREE ($La_N/Yb_N = 7,4–17,6$). Podobné jsou také celkové obsahy REE (129–245 ppm). Ryolity z metabazitové zóny vykazují naproti tomu poněkud méně výraznou Eu anomálii ($Eu/Eu^* = 0,39$ a $0,47$) a celkově je křivka REE poměrně plochá s malou frakcionací v oblasti LREE. Tyto ryolity navíc mají ze všech studovaných skupin nejvyšší obsahy REE (215 a 246 ppm). Velmi specifický typ křivky REE mají hydrotermálně alterované ryolity z metadioritové zóny ($La_N/Yb_N = 2,7–2,9$). Především vykazují relativně nízké obsahy REE ve srovnání s ostatními studovanými horninami (9–26 ppm). Typický je klesající trend u křivky HREE a proměnlivý tvar křivky LREE (obr. 3b). Některé vzorky vykazují vliv tetradového efektu ($Te_{1-3} = 0,9–1,3$). Všechny vzorky mají zápornou europiovou anomálii ($Eu/Eu^* = 0,42–0,61$).

Nealterované ryolity metadioritové zóny stejně jako devonské vulkanoklastické horniny můžeme na základě klasifikace Gortona a Schandla (2000) označit jako ryolity aktivního kontinentálního okraje (obr. 1c). V klasifikaci Pearce (1984) leží v poli hornin z vulkanických oblouků.

Diskuze

Nealterované ryolity z metadioritové zóny brněnského masivu nejsou postiženy výraznou deformací ani rekrystalizací. Díky tomu si zachovaly řadu stavebních znaků původních vulkanitů (kostrovité krystaly, sférolity). Tyto stavební znaky naznačují rychlou krystalizaci z podchlazené taveniny s vysokým obsahem fluidní fáze (Lofgren 1971, 1980). Tím se odlišují od ryolitů v metabazitové zóně, které jsou výrazně postiženy rekrystalizací a často také

jednotka	metadioritová zóna				devonské sedimenty	
	ryolit		hydroterm. alt. ryolit		vulkanoklastika	
vzorek	B06	BB28	max.*	min.*	HG624	AP20
lokalita	Želešice	Želešice	-	-	Resslův p.	Konšelův p.
SiO ₂	75,43	72,63	76,43	74,85	65,80	65,93
TiO ₂	0,07	0,19	0,01	0,01	0,72	0,92
Al ₂ O ₃	12,49	14,80	15,24	14,23	15,80	15,66
Fe ₂ O ₃	1,84	2,36	0,89	0,81	5,57	3,27
MnO	0,01	0,05	0,02	0,01	0,06	0,06
MgO	0,12	0,15	0,12	0,04	1,49	2,06
CaO	0,34	0,71	0,16	0,05	0,22	1,61
Na ₂ O	4,14	3,87	4,61	3,42	1,30	2,49
K ₂ O	4,01	4,65	3,12	2,37	4,75	4,01
P ₂ O ₅	0,00	0,05	0,05	0,00	0,03	0,16
Σ	99,62	99,79	100,02	99,86	99,95	99,88
LOI	1,1	0,3	2,1	1,0	4,2	3,7
Ba	580,0	804,0	360,0	151,8	436,0	681,7
Co	0,8	1,3	0,9	0,7	10,4	12,8
Cu	7,1	2,7	14,2	3,9	13,7	167,7
Ni	7,9	10,6	5,6	1,2	9,7	29,5
Rb	140,3	141,8	129,3	61,0	160,8	90,6
Sr	54,2	158,1	93,3	29,4	61,8	259,0
V	8	9	0	0	48	130
Sn	1	2	6	3	3	2
Zn	8	10	9	3	41	83
As	0,6	0,9	1,6	0,5	8,8	35,2
U	2,8	4,1	3,2	1,8	2,0	4,5
Nb	15,7	18,0	24,1	20,6	13,6	8,2
Mo	0,3	0,3	0,1	0,1	0,2	0,1
Y	26,6	21,2	7,5	4,4	30,5	29,5
Zr	95,0	213,5	61,6	31,4	211,1	140,4
Pb	4,9	8,1	12,4	3,0	32,3	7,2
Cs	1,8	1,1	4,1	0,5	8,7	7,7
Th	18,1	17,9	4,5	4,3	9,9	5,2
Ta	1,5	1,3	3,0	2,6	1,0	0,6
Hf	3,8	6,2	3,4	2,2	6,8	4,5
W	1,2	1,1	0,7	0,3	1,1	0,9
Ga	17,5	15,4	23,4	20,2	23,2	26,4
La	29,3	59,0	5,1	0,6	36,1	29,6
Ce	46,0	116,6	10,1	2,5	71,1	69,6
Pr	6,50	11,73	1,22	0,24	7,73	7,29
Nd	25,90	37,60	4,70	1,00	30,90	30,40
Sm	4,40	5,78	1,63	0,70	5,40	6,70
Eu	0,58	0,96	0,22	0,14	0,98	1,10
Gd	4,02	3,95	1,93	1,26	4,52	5,98
Tb	0,66	0,65	0,29	0,23	0,96	1,11
Dy	3,99	3,39	1,34	0,90	4,94	5,78
Ho	0,86	0,68	0,21	0,11	1,09	1,09
Er	2,64	2,01	0,36	0,24	3,01	2,85
Tm	0,49	0,32	0,05	0,03	0,48	0,40
Yb	2,67	2,26	0,30	0,19	3,09	2,38
Lu	0,53	0,33	0,04	0,02	0,54	0,39

Tab. 1: Reprezentativní chemické analýzy hornin (* maximální a minimální hodnoty všech oxidů a prvků ze 4 vzorků).

Tab. 1: Representative chemical composition of rocks (* maximum and minimum values all oxides and elements from 4 samples).

deformací. Obě skupiny ryolitů se mezi sebou také liší svým chemickým složením. Metaryolity v metabazitové zóně mají především vyšší obsahy HREE, HFS a poměry K/Rb. Ryolity z metadioritové zóny naopak vykazují řadu podobností s vulkanoklastikami z devonských sedimentů. Jedná se především o podobný tvar křivek REE a podobné obsahy některých HFS a LIL prvků. Jsou zde však i důležité rozdíly například v obsazích hlavních oxidů jako je TiO_2 nebo SiO_2 (obr. 1b), avšak v těchto případech se může jednat o vliv sedimentární příměsi (klastický živec a rutil nebo titanit; Buriánek et al. 2008). Toto srovnání je pouze orientační vzhledem k tomu, že v případě hornin devonského stáří se jedná o vulkanoklastika.

Velká část ryolitů v metadioritové zóně nese známky intenzivní hydrotermální alterace (albitizace, sericitizace, turmalinizace, chloritizace). Existence křemenných žilek s monazitem – (Ce) indikuje, že během těchto procesů docházelo k redistribuci většiny prvků včetně REE. Výrazné ovlivnění hydrotermálními fluidy také dokazuje tvar křivek REE modifikovaný tetradovým efektem (význam tetradového efektu podrobně diskutovali například Hannah – Stein 1990 nebo Irber 1999). Využití chemického složení těchto hornin při interpretaci jejich geneze je tedy značně omezeno. Hydrotermálně alterované žíly nacházíme v metadioritové zóně společně s žilami bez hydrotermální alterace. Obě skupiny žil se vyskytují ve stejné oblasti a jsou stejně orientovány (jsou protaženy ve směru SSZ–JJV). Pravděpodobně tedy obě skupiny ryolitů vznikaly současně.

Největší ztrátu žíháním (LOI) vykazují vzorky devonských vulkanoklastik (3,7–4,2 hmot. %), protože původně obsahovaly největší množství vulkanického skla. Nejnižší LOI (0,3–1,1 hmot. %) naopak mají nealterované ryolity z metadioritové zóny, které měly vulkanického skla méně a někdy dokonce neobsahovaly žádné. Vulkanické

sklo se totiž snadno mění na jílové minerály. Hodnoty LOI v alterovaných ryolitech dosahují 1,0–2,1 hmot. % (tab. 1) a jsou ovlivněny hlavně množstvím sericitu.

Geochemická charakteristika ryolitů z metadioritové zóny a devonských vulkanoklastik naznačuje jejich vazbu na aktivní kontinentální okraj, což je poněkud v rozporu s předpokládanou geotektonickou pozicí této části brunovistulika během devonu. Přichystal (1999) totiž předpokládá, že tento kyselý vulkanismus je charakteristický pro začátek vulkanické činnosti v moravskoslezské oblasti a srovnává ho s vulkanismem ze spodního devonu jz. Anglie a z Rýnského břidličného pohoří, který je považován za doklad začínajícího riftingu. Díky malému množství dat však prozatím není možné tyto informace jednoznačně interpretovat.

Závěry

Ryolity v metadioritové zóně představují specifický typ vulkanických hornin, které krystalovaly z taveniny bohaté na fluidní fázi. Většina těchto žil je postižena výraznou hydrotermální alterací, která změnila jejich minerální (albitizace, sericitizace, turmalinizace, chloritizace) a chemické složení. Ryolity v metadioritové zóně nepostižené hydrotermální alterací mají chemické složení podobné vulkanoklastickým horninám devonského stáří a naopak se liší od metaryolitů v metabazitové zóně. Prozatím je k dispozici příliš malé množství dat, aby bylo možné přesně určit genezi a stáří studovaných ryolitů.

Poděkování

Autoři děkují J. Leichmannovi za kritické přečtení rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu ČGS 390003 (Základní geologické mapování Brněnska v měřítku 1 : 25 000).

Literatura

- Boynton, W. V. (1984): Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. – In: Henderson P. (ed.): Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, 63–114.
- van Breemen, O. – Aftalion, M. – Bowes, D. R. – Dudek, A. – Mísař, Z. – Povondra, P. – Vrána, S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of central Europe. – Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sciences, 73, 89–108.
- Buriánek, D. – Gilíková, H. – Nehyba, S. – Otava, J. (2008): Studium těžkých minerálů v klastických sedimentech kambrického a devonského stáří na jihovýchodní Moravě – provenience a sedimentologie. – Acta Mus. Morav., Sci. geol. 93, 169–184.
- Buriánek, D. (2010): Bazaltové a ryolitové žíly v brněnském masivu postížené metamorfózou nízkého stupně. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 2009, 22–27.
- Dallmeyer, R. D. – Franke, W. – Weber, K. (1995): Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe. – Springer, 495–507.
- Dudek, A. – Weiss, J. (1963): Západomoravské krystalinikum. – Sbor. XIV. sjezdu Spol. pro min. a geol.: 5–18.
- Fatka, O. – Vavrdová, M. (1998): Early Cambrian Acritarcha from sediments underlying the Devonian Moravia (Měnín borehole, Czech Republic). – Věst. Ústř. Úst. geol., 1, 73, 55–60.
- Finger, F. – Frasl, G. – Dudek, A. – Jelínek, E. – Thöni, M. (1995): Cadomian plutonism in the Moravo-Silesian basement. – In Dallmeyer, R. D. – Franke, W. – Weber, K. (eds.): Tectonostratigraphic evolution of the central and eastern European orogens. Springer, 495–507.
- Finger, F. – Pin, C. (1997): Arc-type crustal zoning in the Brunovistulicum, eastern Czech Republic: a trace of the late Proterozoic Euro-Gondwana margin. – J. Czech Geol. Soc., 42, 53.
- Finger, F. – Tichomirowa, M. – Pin, C. – Hanžl, P. (2000): Relics of an Early-Panafricanensimatic metabasite-metarhyolite formation in the Brno Massif, Eastern Czech Republic. – Int. J. Earth Sci., 89, 328–335.
- Gilíková, H. – Leichmann, J. – Buriánek, D. (2006): Odras sialického vulkanismu na východním okraji Českého masivu v klastických sedimentech devonu. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2005 13, 72–74.
- Gorton, M. P. – Schandl, E. S. (2000): From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. – Can. Mineral., 38, 1065–1073.
- Hannah, J. L. – Stein, H. J. (1990): Magmatic and hydrothermal processes in ore-bearing systems. – In: Stein, H. J. – J. L. Hannah (eds.): Ore-bearing Granite Systems, Petrogenesis and Mineralizing Processes, Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 246, 1–10.
- Hanžl, P. – Hrdličková, K. (2011, v tomto čísle): Výskyt granofyrického granitu na hranici dioritové a metabazitové zóny brněnského masivu východně od Jinačovic. – Geol. výzk. Mor. Slez. XVIII.
- Hanžl, P. – Melichar, R. (1997): The Brno Massif: A section through the active continental margin or a composed terrane? – Krystalinikum, 23, 33–58.
- Irber, W. (1999): The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. – Geochim. Cosmochim. Acta, 63(3–4), 489–508.
- Jachowicz, M. – Přichystal, A. (1997): Nález spodnokambrických sedimentů v hlubokých vrtech na jižní Moravě. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1996, 64.
- Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. – Amer. Mineral., 68, 277–279.
- Leichmann, J. – Höck, V. (2008): The Brno Batholith: an insight into the magmatic and metamorphic evolution of the Cadomian Brunovistulian Unit, eastern margin of the Bohemian Massif. – J. Geosci., 53(3–4), 281–305.
- Lofgren, G. (1971): Spherulite textures in glassy and crystalline rocks. – J. Geophys. Res., 76, 5635–5648.
- Lofgren, G. (1980): Experimental studies of dynamic crystallization of silicate melts. – In Hargraves, R. B. (ed.): Physics of magmatic processes, Princeton NJ, Princeton University Press, 487–551.
- Middlemost, E. A. K. (1994): Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth Sci. Rev, 37: 215–224
- Mitrena, P. – Rejl, L. (1993): Brněnský masiv. – In: Přichystal, A. (ed.): Geologie Moravy a Slezska. – Mor. zem. muzeum, 9–14.
- Pearce, J. A. – Harris, N. W. – Tindle, A. G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. – J. Petrol., 25, 956–983.
- Pokorný, M. (1948): Zpráva o geologických poměrech jižní části Moravského krasu v prostoru Hády–Mokrá. – Čas. Mor. zem. muz., 32, 88–96.
- Přichystal, A. (1999): Devonský až permský vulkanismus ve východní části Českého masivu. – MS, habilitační práce MU.
- Shand, J. S. (1943): Eruptive Rocks. – John Wiley & Sons, 1–444.
- Taylor, S. R. – McLennan, S. M. (1985): The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, 1–312.
- Vavrdová, M. – Bek, J. (2001): Further palynomorphs of Early Cambrian age from clastic sediments underlying the Moravian Devonian (borehole Němčičky-3). – Czech Geol. Survey Bull., 2, 76, 113–115.
- Vavrdová, M. – Mikuláš, R. – Nehyba, S. (2003): Lower Cambrian siliciclastic sediments in Southern Moravia (Czech Republic) and their paleogeographical constraints. – Geol. Carpathica, 2, 54, 67–79.