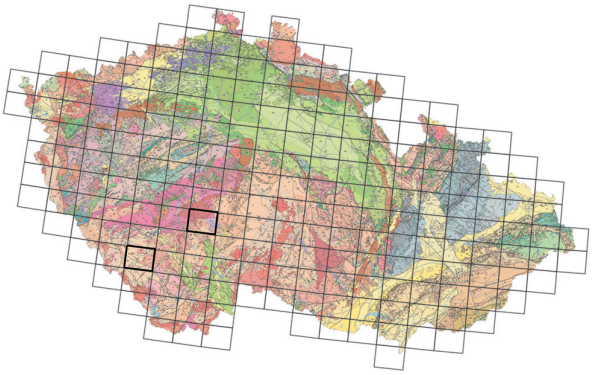
Permské postorogenní žíly v moldanubiku jižních Čech: K-Ar geochronologie pro porfyry z okolí Vimperku a felsický mikrogranit od Milevska

Permian postorogenic dykes in Southern Bohemia: K-Ar dating of the Vimperk porphyries and the Milevsko felsic microgranite (Moldanubian Unit, Czech Republic)

Vladimír Žáček[1] – David Buriánek[1] – Radek Škoda[1] – Zoltán Pécskay[2]

[1] Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha 1; vladimir.zacek@geology.cz
[2] Isotope Climatology and Environmental Research Centre (ICER), Institute for Nuclear Research (ATOMKI), Hungarian Academy of Sciences, 4026 Bem tér 18/c, Debrecen, Hungary

Please cite this article as: Žáček, V. – Buriánek, D. – Škoda, R. – Pécskay, Z. (2020): Permian postorogenic dykes in Southern Bohemia: K-Ar dating of the Vimperk porphyries and the Milevsko felsic microgranite (Moldanubian Unit, Czech Republic). – Geoscience Research Reports, 53, 2, 137–148. (in Czech)



(22-34 Vimperk, 22-24 Milevsko)

Key words: dyke swarm, porphyry, K-Ar geochronology, Permian, Moldanubicum

Summary: This study deals with petrography, geochemistry and K-Ar dating of the recently described Vimperk porphyry dyke swarm (diorite to granodiorite) and microgranite of the Milesko felsic dyke swarm described earlier in detail by Vrána (1999). The Vimperk porphyry swarm strikes N–S, and exceeds 15 km in the length. The dykes penetrate the metamorphic rocks of the Monotonous Group of Moldanubicum, small intrusions of biotite granite, and W–E trending dykes of syenite porphyry, as well (Žáček et al. 2009, Žáček et al. 2012b). The individual dykes are up to 4 km long and 2–15 m thick (Žáček et al 2012b, see Fig. 1). The Milevsko dyke swarm is more than 15 km long, and the thickness of the dykes (microgranite) is up to 10 m. The dykes with dominant N-S direction cut porphyritic amphibole-biotite melagranite (durbachite) of the Central Bohemian Plutonic Complex near its southern contact with the Moldanubian gneisses and migmatites (Vrána 1999). The studied sample Mi1 consists of a mosaic of quartz (30 vol.%), albite (25 vol.%, $Ab_{99}An_1$) and K-feldspar (15 vol.%), and accessory apatite, rutile and limonitized pyrite (Fig. 2e–f). Geochemically, the rock is highly evolved alkali feldspar granite. The Vimperk dykes are both significantly porphyritic and non-porphyritic with varying mineralogical composition (see Fig. 2a–d, Fig. 3a, Table 1, 2). The rocks are composed of 40–50 vol.% of normally zoned calcic plagioclase (An_{67-36}), 5–20 vol.% of K-feldspar ($Kf_{70-90}Ab_{4-27}Cls_{0-3}$), 5–20 vol.% of quartz, 5–35 vol.% of magnesiohornblende (Si = 7.20, X_{mg} = 0.71, but mostly altered to actinolite or chlorite), 5–15 vol.% of probable orthopyroxene (completely chloritized), up to 10 vol. % of brown Ti-rich biotite (3.4–4.5 wt.% TiO_2, X_{mg} = 0.37–0.57), up to 5 vol.% of pinkish clinopyroxene and 1–5 vol.% of lath-shaped ilmenite. The accessories include fluorapatite, titanite, baddeleyite (Fig. 3b), and less abundant zircon, allanite, thorite, galena, scheelite, pyrrhotite and probable chevkinite. The secondary chlorite and actinolite can represent up to ca 35 vol.% of rock, minor are clinozoisite–epidote, secondary titanite II, albite, sagenite and calcite. Scarce miarolitic cavities are filled with quartz, chlorite, calcite and rare skeletal baddeleyite. The altered xenocrysts of plagioclase I (Fig. 2d) and rarely of K-feldspar (up to 5 vol. %) are also present along with mm–cm sized mafic inclusions (Fig. 2b).

Mean magnetic susceptibility of porphyries corresponds to 0.24×10^{-3} SI, and that of felsic microgranite is 0.02×10^{-3} SI. The field gammaspectrometry of porphyries yielded the average contents of K = 3.6%, $_eU$ = 7.1 ppm and $_eTh$ = 19.7 ppm (Table 3). The potassium is bound mainly in K- feldspar, less in biotite. Uranium and thorium are preferably bound in baddeleyite (1.96 wt.% UO_2 and 0.41 wt.% ThO_2), and much less in zircon (0.17 wt.% UO_2 and 0.14 wt.% ThO_2), see Table 3.

Geochemically, the rocks of the Vimperk swarm (6 analysed samples, see Table 4), exhibit relatively varying chemical composition SiO_2 (54.7–67.6 wt.%), MgO (1.0–5.0 wt.%), CaO (1.7–7.0 wt.%), and K_2O (2.7–5.5 wt.%). The chemical composition ranges from basaltic andesite over trachyte to rhyolite (Fig. 4 a-f). These rocks are metaluminous to slightly peraluminous (A/CKN = 0.8–1.5), and have high-K calc-alkaline to shoshonitic character. The geochemical signatures are typical of intra-plate continental settings. The primitive mantle-normalized spider plots with Nb, Sr, Ti, and P troughs, and peaks in Th, U, and Pb, indicate an influence of crustal contamination of magma, which was generated through the partial melting of lithospheric mantle.

Two samples were dated. The diorite porphyry from Vimperk dyke swarm gave an K-Ar age of 292.5 ± 9.1 Ma (1σ), and the Milevsko microgranite 300.9 ± 9.1 Ma (1σ). These ages are interpreted as minimal, but close to magmatic age (see Table 5). The existing data

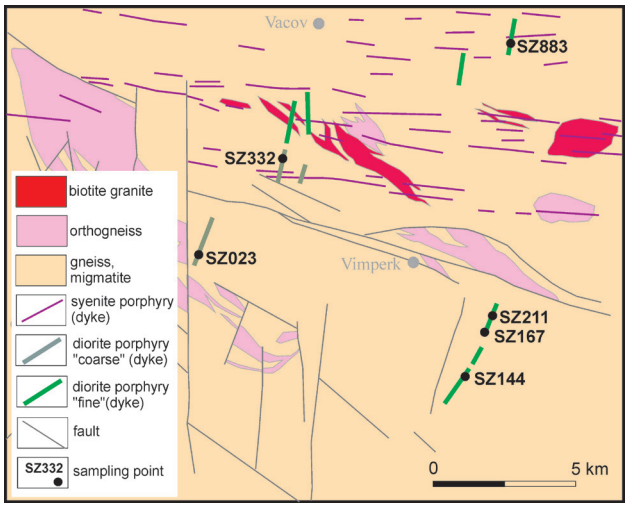
DOI 10.3140/zpravy.geol.2020.16

show a close geochemical relationship to mafic dyke swarms from other Moldanubian localities: from Ševětín (Vrána et al. 1993), Sušice (Vrána 2004), Kaplice (Košler et al. 2001, Vrána et al. 2005) and Štěpánovice and Hamr near Cítov (Vrána and Janoušek 2006). The contents of major elements (Fig. 4a-d) and rare earth patterns (Fig. 4e) also show a similar character as the above-mentioned dykes (Fig. 4e, cf. Vrána and Janoušek 2006). There is also significant petrographic similarity to these dykes, the major mineralogical composition, but especially the appearance of baddeleyite (Fig. 3b) and the presence of accessory galena, scheelite and other ore minerals (cf. Vrána and Janoušek 2006). The signs of Vimperk dykes, especially the occurrence of miarolitic cavities and micrographic intergrowths of quartz and K-feldspar in the matrix, indicate the rapid cooling of the magma, and the subvolcanic character of the crystallization below the surface. The temperature of ~ 752 °C, and pressure of 0.58 kbar were estimated using amphibole and plagioclase-amphibole geothermobarometers. The Vimperk swarm is situated between the Sušice dyke swarm to the west and the Ševětín dyke swarm to the east, and indicates the occurrence of similar dykes in large areas of the Moldanubicum. All these dykes are related to the late orogenic Variscan magmatism in the southern part of the Moldanubicum bound to the north-south structures connected with the Lower Permian extension tectonics of the Blanice Graben. The dykes penetrated the chilled Variscan crust shallowly below the surface in the lowest Permian and represent the last intrusive rocks. By analogy with other similar dykes of the same structural position (Vrána and Janoušek 2006), the origin of primary magma can be interpreted as a mixing of basic magma originating from the lithospheric mantle, which has been contaminated to varying degree by the acidic material of the continental crust during the uplift to the shallow levels of the Variscan crust.

Geologická stavba

V okolí Vimperku dominují metamorfované horniny jednotvárné skupiny moldanubika, hlavně migmatity a pararuly a ortoruly. Metamorfované horniny jsou v pásu směru SZ–VJ přetínány složitou intruzí tělesa biotitického granitu „Martinovy hory“ a dále pak ještě mladším V–Z systémem žil syenitového porfyru (Žáček et al 2012a, b). Nově vymapované žíly dioritového porfyru mají směr SSV–JJZ až S–J, přetínají všechna horninová tělesa, včetně žil syenitového porfyru (Žáček et al. 2009) a vystupují v širším okolí Vimperku (obr. 1). Délka žil dosahuje 4 km, mocnosti jsou 2–15 m. Délka celého žilného tahu je nejméně 15 km.

Žilným rojem v okolí Milevska se podrobně zabýval Vrána (1999). Žíly tvoří mikrogranit až ryolit, který zmíněný autor označil jako felsický granitový porfyr ke zdůraznění intruzivního původu. Žíly protínají jv. okraj středočeského plutonického komplexu poblíž jeho kontaktu s moldanubickými pararulami a migmatity. Většina žil má směr S–J a je situována v horninách porfyrického amfibol-biotitického melagranitu (durbachitu) typu Čertovo břemeno. Celková délka žilného tahu přesahuje 15 km, mocnost žil je do 10 m.



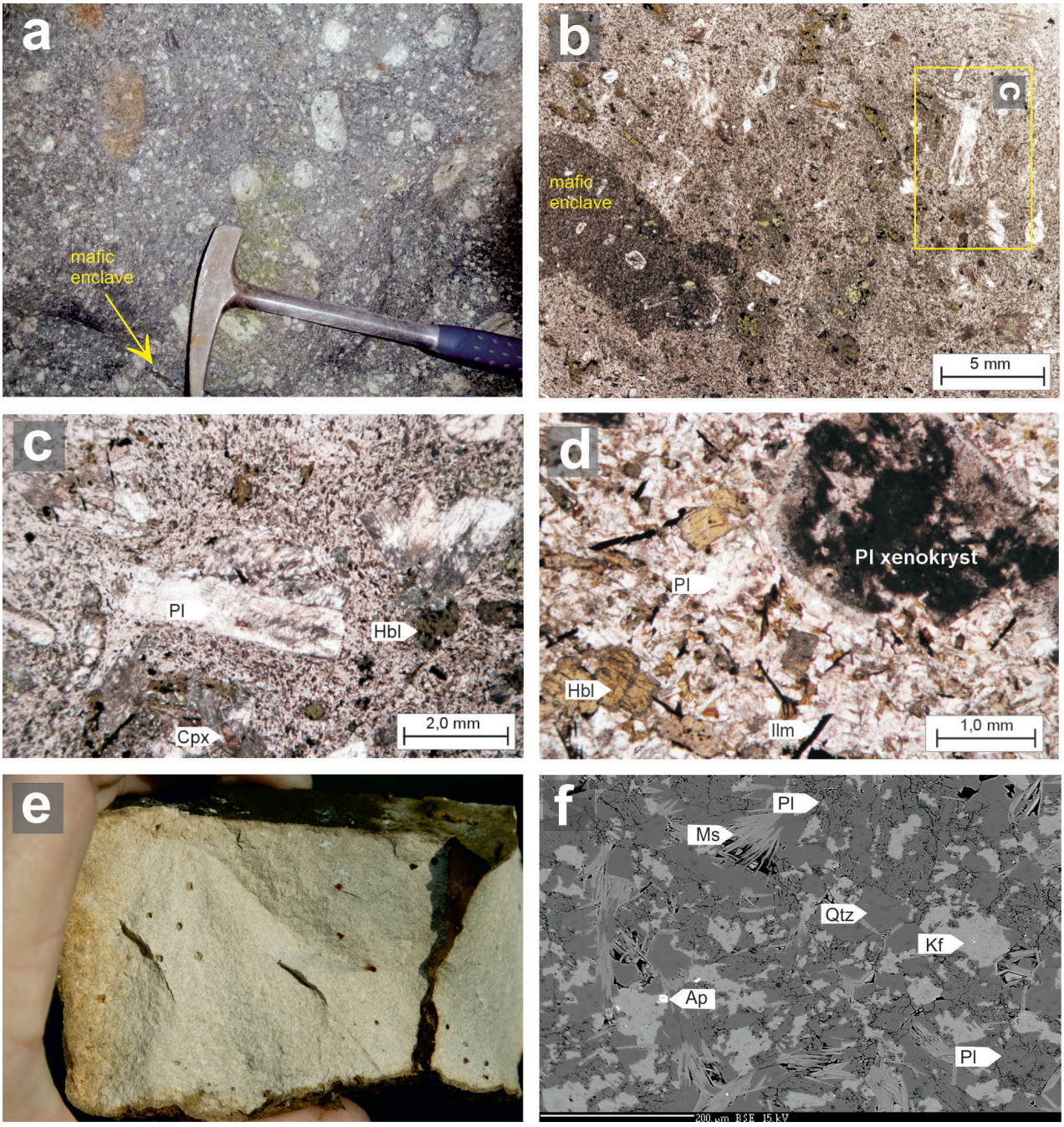
Obr. 1. Zjednodušená geologická mapa okolí Vimperku s vyznačením studovaných žil dioritového porfyru. Podle listů geologických map 1 : 25 000 22-343 Vimperk (Žáček et al. 2012b) a 22-334 Kvilda (Žáček 2005).
Fig. 1. Simplified geological map of the vicinity of the Vimperk town showing the dykes of porphyries. Compiled from geological maps 1 : 25,000 sheets 22-343 Vimperk (Žáček et al. 2012b), and 22-334 Kvilda (Žáček 2005).

Metodika

Vzorky dioritového porfyru byly odebrány z výchozů žil nově nalezených během terénních prací regionálního geologického mapování listu 22-343 Vimperk (Žáček et al. 2012a, b) a 22-341 Vacov (v letech 2016–2020, nepublikováno). Vzorek SZ023 (49°04´25.7´´N, 13°40´06.0´´E) je hrubě porfyrický a pochází z bloků asi 5 m mocné a 1700 m dlouhé žíly ze sedla 400 m zsz. od kóty Hrb (1070 m), asi 3,5 km jjz. od Vimperku. Vzorek SZ332 (49°05´27.52´´N, 13°42´43.12´´E) pochází z mohutného výchozu na 20 m mocné žíle hrubě porfyrického dioritového porfyru, situované na hřbetu asi 1 km sv. od Zdíkova (asi 6 km sz. od Vimperku), vzorky SZ167 (49°01´56.18´´N, 13°49´0.05´´E) a SZ211 (49°02´11.54´´N, 13°49´09.48´´E) z téže žíly asi 1,5 km jv. od Pravětína (3 km jz. od Vimperku). Další dva vzorky byly odebrány prvním autorem při geologickém mapování mapového listu 22-341 Vacov v roce 2016. Vzorek SZ822 (49°10´03.4´´N, 13°40´40.0´´E) pochází z volných bloků sj. orientované 1–2 m mocné a nejvýše 200 m dlouhé žíly mikrodioritu 700 m j. od obce Maleč (mimo obr. 1). Vzorek SZ883 (49°07.858´N, 13°49.538´E) pochází z rozpadlé žíly mikrodioritu směru SSV–JJZ o mocnosti kolem 10 m situované na hřbetu Chrastnice 1100 m jižně od Nahořan.

Vzorek felsického mikrogranitu Mi1 (49°25´34.69´´N, 14°21´52.46´´E) byl odebrán v roce 2015 z bloků nalezených poblíž bývalého, již aplanovaného lůmku, situovaného v remízku 150 m od rybníka Opršál, 1,5 km jižně od Milevska, a to na základě podnětu dr. Stanislava Vrány.

Pro zjištění chemického složení minerálů byly studovány uhlíkem napařené leštěné výbrusy vzorků SZ211, SZ167 a Mi1. Analýzy byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 ve vlnově disperzním režimu (společná laboratoř Masarykovy univerzity a České geologické služby v Brně). Analytické podmínky byly následující: urychlovací napětí 15 kV, proud 20 nA, doba načítání 10–60 s na píku pro každý prvek. Jako standardy byly použity dobře definované minerály nebo syntetické fáze, podrobnosti viz Hönig et al. (2014) a Čopjaková et al. (2015). Detekční limity se pohybují od ~ 300 do ~1100 ppm, v závislosti na konkrétním prvku a koncentraci. Surová data byla upravena X-PHI matrixovou korekcí (Merlet 1994). Při terénních pracích byla provedena také terénní



Obr. 2. Petrografie a mineralogie studovaných vzorků. a – část výchozu hrubě porfyrického dioritového porfyru na lokalitě SZ332; b – výbrus matrixu hrubě zrnitého porfyru (SZ332) s mafickou enklávou; c –detail z výbrusu zachyceného na obr. b; d – výbrus slabě porfyrického dioritového porfyru z lokality SZ211 s alterovaným xenokrystem plagioklasu; e – vzorek felsického mikrogranitu Mi1 od Milevska s nápadnými dutinami po vyloužených krystalech pyritu; f – BSE obraz vzorku Mi1.

Fig. 2. Petrography and mineralogy of studied samples. a – part of the exposure of coarse diorite porphyry at locality SZ332; b – matrix of coarse porphyry (SZ332) with mafic inclusion in thin section; c – detailed picture of thin section shown in Fig. b; d – thin section of poorly porphyritic diorite porphyry from locality SZ211 with altered xenocryst of plagioclase; e – sample of felsic microgranite Mi1 from Milevsko with apparent cavities after leached limonitized pyrite; f – BSE image of sample Mi1.

Tab. 1. Složení horninotvorných minerálů (EPMA) dioritového porfyru
Table 1. Electron microprobe data on rock-forming minerals of diorite porphyry

sample	**SZ167**	**SZ167**	**SZ167**	**SZ167**	**SZ167**	**SZ167**	**SZ167**	**SZ167**	**SZ167**	**SZ211**	**SZ211**	**SZ211**	**SZ211**	**SZ211**	**SZ211**
mineral	**Kf**	**Kf**	**Pl 1-c**	**Pl 1-r**	**Pl 2**	**Hb 1**	**Hb 2**	**Bt**	**Ilm**	**Kf**	**Kf**	**Pl 1-c**	**Pl 1-r**	**Bt**	**Ilm**
SiO_2	64.53	64.51	51.14	58.74	68.90	47.22	55.71	38.47	0.01	65.85	64.11	52.69	62.53	36.40	0.02
TiO_2	–	–	–	–	–	0.47	0.07	3.40	50.36	–	–	–	–	4.50	51.55
Cr_2O_3	–	–	–	–	–	0.02	0.05	0.03	0.01	–	–	–	–	0.03	0.02
Al_2O_3	18.18	18.49	30.61	25.35	19.43	5.15	1.07	12.63	0.00	18.54	19.00	29.57	23.66	12.60	0.01
FeO	0.04	0.16	0.26	0.29	0.06	22.68	12.01	18.08	45.18	0.19	0.11	0.25	0.19	24.39	45.04
MnO	–	–	–	–	–	0.40	0.15	0.11	2.73	–	–	–	–	0.19	2.99
MgO	–	–	–	–	–	8.60	16.91	13.36	0.14	–	–	–	–	8.45	0.04
CaO	0.04	0.20	13.45	7.43	0.13	10.50	11.70	0.01	0.03	0.35	0.46	12.74	5.38	0.00	0.04
Na_2O	0.42	1.06	3.35	6.66	11.77	1.29	0.15	0.03	–	2.91	2.84	3.80	8.16	0.14	n.a.
K_2O	16.06	14.71	0.33	1.05	0.21	0.77	0.06	9.72	–	11.82	11.88	0.44	0.67	9.07	0.06
BaO	0.00	0.84	0.01	0.03	0.00	0.07	0.06	0.16	–	0.40	1.38	0.03	0.00	0.05	–
SrO	0.12	0.06	0.12	0.12	0.01	0.01	0.00	0.00	–	0.06	0.12	0.15	0.00	–	0.00
ZnO	–	–	–	–	–	0.22	0.00	0.00	0.10	–	–	–	–	0.07	0.00
V_2O_3	–	–	–	–	–	0.10	0.08	0.10	0.22	–	–	–	–	0.08	0.25
H_2O	–	–	–	–	–	1.49	2.03	3.71	–	–	–	–	–	3.71	–
P_2O_5	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	n.a.	n.a.	n.a.	–	0.01	0.02	0.00	0.00	n.a.	–
F	–	–	–	–	–	0.96	0.16	0.53	–	–	–	–	–	0.20	–
Cl	–	–	–	–	–	0.04	0.00	0.06	–	–	–	–	–	0.17	–
–O = F						0.40	0.07	0.22						0.09	
–O = Cl						0.01	0.00	0.01						0.04	
SUM	99.39	100.03	99.30	99.66	100.50	99.56	100.18	100.19	98.85	100.14	99.92	99.67	100.60	99.95	100.08
oxygen atoms	8	8	8	8	8	24	24	12	3	8	8	8	8	12	3
Si	3.002	2.986	2.343	2.645	2.998	7.255	7.923	2.899	0.000	3.000	2.958	2.401	2.761	2.837	0.001
Ti	–	–	–	–	–	0.054	0.007	0.192	0.975	–	–	–	–	0.264	0.983
Cr	–	–	–	–	–	0.003	0.006	0.002	0.000	–	–	–	–	0.002	0.000
Al	0.996	1.009	1.653	1.345	0.996	0.932	0.179	1.122	0.000	0.995	1.033	1.588	1.232	1.157	0.000
Fe^{2+}	0.002	0.006	0.010	0.011	0.002	2.913	1.428	1.139	0.973	0.007	0.004	0.010	0.007	1.589	0.955
Mn	–	–	–	–	–	0.051	0.018	0.007	0.059	–	–	–	–	0.012	0.064
Mg	–	–	–	–	–	1.969	3.585	1.501	0.006	–	–	–	–	0.981	0.001
Ca	0.002	0.010	0.660	0.358	0.006	1.728	1.783	0.000	0.001	0.017	0.022	0.622	0.255	0.000	0.001
Na	0.038	0.095	0.297	0.581	0.993	0.385	0.041	0.004	–	0.257	0.254	0.336	0.699	0.021	–
K	0.953	0.869	0.019	0.060	0.012	0.151	0.012	0.934	–	0.687	0.699	0.026	0.038	0.902	0.002
Ba	0.000	0.015	0.000	0.001	0.000	0.004	0.003	0.005	–	0.007	0.025	0.000	0.000	0.002	–
Sr	0.003	0.002	0.003	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	–	0.002	0.003	0.004	0.000	0.000	0.000
Zn	–	–	–	–	–	0.025	0.000	0.000	0.002	–	–	–	–	0.004	0.000
V	–	–	–	–	–	0.012	0.009	0.006	0.005	–	–	–	–	0.005	0.005
H	–	–	–	–	–	1.527	1.928	1.865	–	–	–	–	–	1.929	–
P	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	–	–	–	–	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	–
F	–	–	–	–	–	0.467	0.073	0.127	–	–	–	–	–	0.050	–
Cl	–	–	–	–	–	0.009	0.000	0.008	–	–	–	–	–	0.022	–
total	4.996	4.992	4.987	5.004	5.006	17.487	16.999	9.813	2.021	4.974	5.001	4.986	4.991	9.779	2.014
XAn	0.00	0.01	0.67	0.36	0.01					0.02	0.02	0.63	0.26		
XAb	0.04	0.10	0.30	0.58	0.98					0.27	0.25	0.34	0.70		
XKf	0.96	0.88	0.02	0.06	0.01					0.71	0.70	0.03	0.04		
XCls	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00					0.01	0.02	0.00	0.00		
XMg (biotite, amphibole)						0.403	0.715	0.569						0.38	
XMn (ilmenite)									0.057						0.063

c – centre, r – rim

petrofyzikální měření obsahů přirozených radioaktivních prvků gamaspektrometrem GRM 260 a měření magnetické susceptibility příručním kapametrem KT-5. Na každé lokalitě bylo provedeno 1–2 měření radioaktivity a 5–10 měření magnetické susceptibility, korekce na nerovný povrch nebyla prováděna.

Chemické analýzy hornin byly provedeny v Centrální laboratoři České geologické služby v Praze. U vzorků byly stanoveny obsahy hlavních a vedlejších prvků (silikátová analýza úplná) a obsahy stopových prvků metodou RFA (As, Cr, Cu, Nb, Ni, Pb, Rb, Sn, Sr, Th, U, Zn a Zr). Metodou ICP-MS byly stanoveny obsahy prvků vzácných zemin (REE) a vybrané stopové prvky (Ba, Ga, Hf, Nb, Ni, Pb, Rb, Sc, Sr, Ta, Th, U, V). Ke zhodnocení chemických analýz hornin byl použit program Geochemical Data Toolkit – GCDkit (Janoušek et al. 2006).

Stanovení stáří vzorků klasickou metodou K/Ar (vzorky SZ332 a Mi1) bylo provedeno v roce 2016 v laboratořích ATOMKI Maďarské akademie věd v Debrecenu. Vzorky byly nejprve v laboratořích České geologické služby podrceny a sítováním byla získána frakce 0,125–3 mm. Ta byla promyta destilovanou vodou, potom čištěna kyselinou octovou k odstranění možné příměsi karbonátu a následně opět promývána destilovanou vodou a následně sušena při 40 °C. Koncentrace draslíku byla stanovena plamennou fotometrií se sodíkovým pufrem a lithiovým vnitřním standardem. Správnost výsledků byla ověřována mezilaboratorními standardy Asia 1/65, LP-6, HD-B1 a GL-O. Argon byl ze vzorků extrahován RF-tavením v molybdenových kelímcích. Poté byl přidán ^{38}Ar spike a plynná směs byla vyčištěna na Ti a SAES getrech a dusíkové pasti. Čistý argon byl veden přímo do hmotnostního spektrometru, kde byl izotopický poměr argonu měřen při statickém modu (podrobněji Balogh 1985). Výpočet stáří byl založen na rozpadových konstantách, které uvádějí Steiger a Jäger (1977).

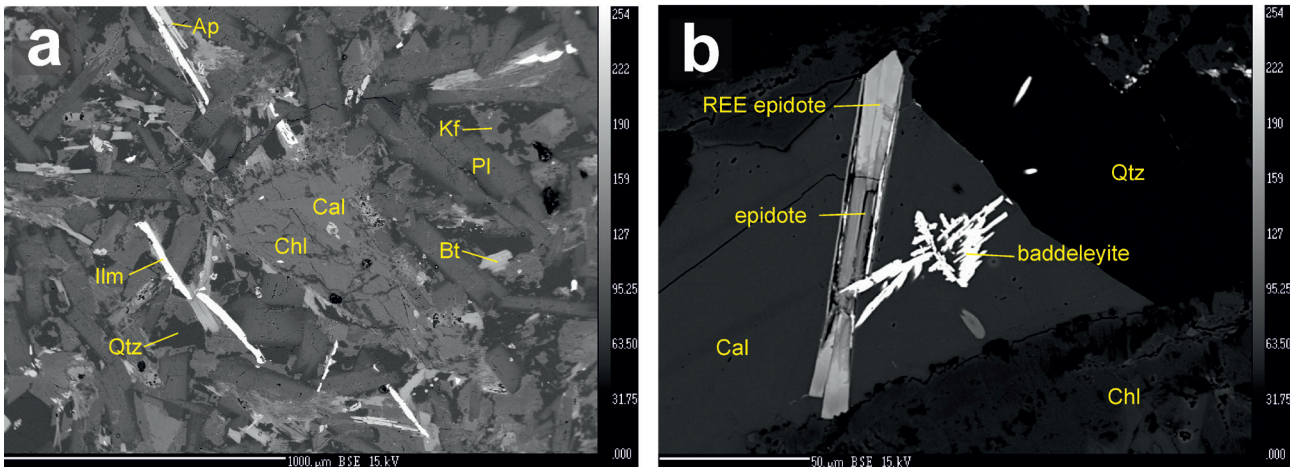
Petrografie a mineralogie

Vimperský žilný tah tvoří sedm žil o mocnostech 2–15 m a délce 0,5 až 4 km, které jsou však ve svém průběhu několikrát přerušované a rozdělené tak do většího počtu segmentů (obr. 1, Žáček et al. 2012b). Žíly protínají diskordantně metamorfované horniny, hlavně migmatity, včetně žil a intruzí granitů i hojných žil syenitového porfyru, a jde tak o vůbec nejmladší žilnou horninu v široké oblasti moldanubika. Druhou nejmladší horninou, která kromě žil dioritového porfyru protíná diskordantně metamorfity i tělesa biotitického granitu, jsou žíly syenitového porfyru V–Z směru, které nově datovali Kubínová et al. (2017) metodou U/Pb na zirkonech na 337,9 ± 0,21 Ma. Některé žíly porfyrů vimperského tahu nebo jejich částí jsou velmi hrubě porfyrické, s vysokým podílem vyrostlic (SZ023, SZ332). Ostatní žíly tvoří dioritový porfyr s drobnějšími sporadickými vyrostlicemi plagioklasu (SZ144, SZ167, SZ211) až téměř neporfyrický mikrodiorit (SZ852). Žíly dioritového porfyru jsou poměrně variabilní co do podílu a velikosti porfyrických vyrostlic živců i co do podílu mafických a světlých minerálů. Ve vzorcích SZ023, SZ883 a SZ144 je podíl křemene 15–20 %, ve vzorku SZ852 křemen chybí.

Hrubě porfyrický dioritový porfyr (SZ332) voštinovitě navětrává, má čokoládově hnědou, drobně zrnitou základní hmotu s nápadně velkými sloupcovitými až oválnými vyrostlicemi plagioklasu od několika mm do 5 cm. Je to hornina velmi houževnatá, makroskopicky všesměrně zrnitá, ve výbrusech však někdy bývá patrná fluidální stavba. Sporadicky obsahuje tmavé enklávy drobně porfyrického typu, velké několik mm až 5 cm, a drobné miaroly, hlavně s kalcitovou výplní. V drobně zrnité základní hmotě dominují lištovité až izometrické vyrostlice zonálního bazického plagioklasu (několik mm až cm velké, část z nich jsou korodované zděděné xenokrysty), až několik mm velké hypi-

Tab. 2. Chemické složení zirkonu a kostrovitého baddeleyitu z dioritového porfyru
Table 2. Chemical composition of zircon and skeletal baddeleyite from diorite porphyry

sample mineral	SZ 211 zircon	SZ 167 baddeleyite
ZrO_2	64.47	89.34
HfO_2	1.07	1.31
SiO_2	32.38	0.79
CaO	0.02	0.05
Sc_2O_3	0.00	0.08
Y_2O_3	0.55	0.71
Nb_2O_5	0.00	0.75
TiO_2	0.00	1.74
MnO	0.00	0.05
FeO	0.07	0.75
UO_2	0.17	1.96
ThO_2	0.14	0.41
WO_2	0.00	0.30
Yb_2O_3	0.12	0.17
P_2O_5	0.25	0.06
F	0.03	0.00
total	99.28	98.50
Zr	0.970	0.904
Hf	0.009	0.008
Si	0.999	0.016
Ca	0.001	0.001
Sc	0.000	0.001
Y	0.009	0.008
Nb	0.000	0.007
Ti	0.000	0.027
Mn	0.000	0.001
Fe^{2+}	0.002	0.013
U	0.001	0.009
Th	0.001	0.002
W	0.000	0.002
Yb	0.001	0.001
P	0.007	0.001
F	0.003	0.000
total	2.003	1.001



Obr. 3. BSE obraz vzorku felsického mikrogranitu Mi1. a – dominantním minerálem je lištovitý plagioklas; křemen a K-živec tvoří nepravidelné agregáty v mezerách mezi krystaly; drobná miarola v centru snímku je vyplněna chloritem a kalcitem; b – REE-epidot a kostrovitý baddeleyit ve výplni pozdně magmatické miaroly tvořené kalcitem, chloritem a křemenem.
Fig. 3. The BSE image of felsic microgranite sample Mi1. a – the dominant mineral is lath-shaped plagioclase; quartz and K-feldspar form irregular aggregates in the interstices between crystals; b – REE-epidote and skeletal baddeleyite filling the late magmatic miarolitic cavity composed of calcite, chlorite and quartz.

diomorfní vyrostlice amfibolu, lišty ilmenitu a ojediněle také až 1 mm velké, téměř idiomorfní vyrostlice narůžovělého klinopyroxenu. Základní hmota mívá fluidální texturu a je tvořena mozaikou plagioklasu, biotitu, amfibolu a podřízeného K-živce a intersticiálního křemene, častý je apatit. Primární amfiboly a biotity ve vyrostlicích i v základní hmotě bývají i zcela chloritizované nebo zatlačované aktinolitem; v pseudomorfózách pak vznikají i drobné agregáty sekundárního titanitu.

Drobně porfyrický dioritový porfyr (mikrodiorit) je tmavě šedý, drobně všesměrně zrnitý, drobně bíle skvrnitý; v šedé až černozelené základní hmotě jsou spíše ojedinělé vyrostlice živce o velikosti 2–5 mm. Na navětralé ploše jsou patrné bílé skvrny o rozměrech 3–7 mm, které představují kumuláty živcových zrn. Na elektronové mikrosondě byly studovány vzorky SZ167 a SZ211. V mikroskopu jsou si oba vzorky velmi podobné a tvoří mozaiku dlouze sloupcovitých až lištovitých, silně zonálních vyrostlic plagioklasu (~ 45 %), hojný je hypidiomorfní až idiomorfní světle žlutozelený amfibol (~ 35 %), křemen, který písmenkově srůstá s draselným živcem (obojí 5–10 %), podřízený sloupcovitý biotit (~ 4 %) a převážně lištovitý ilmenit (~ 4 %). Vyrostlic je poměrně málo, jsou jen několik mm velké a jsou vesměs silně od okrajů korodované. Jde převážně o xenokrysty původně bazického plagioklasu, které bývají rozpadlé na směs albitu a zoisitu či klinozoisitu. Primární plagioklas z matrixu je andezín až labradorit s poklesem bazicity směrem k okraji ($An_{67–36}$) a s tenkými albitovými lemy (An_1), chudý Ba, Sr i P. Draselný živec je většinou bohatý Na ($Kfs_{70–90}Ab_{4–27}Cls_{0–3}$). Amfibol je Ti- a F-chudý magnesiohornblend (Si = 7,20, X_{mg} = Mg/(Mg + Fe^{tot}) = 0,71), většinou je však chloritizován nebo přeměněn na sekundární aktinolit. Hnědý biotit je Ti-bohatý, chudý F a poměrně železnatý (3,4–4,5 hm. % TiO_2, X_{mg} = 0,37–0,57), ilmenit je slabě obohacený Mn s obsahem 6–12 mol. % pyrofanitové komponenty. Z akcesorických minerálů je hojný fluorapatit; běžný je drobný baddeleyit, který je často obrůstán či zatlačován zirkonem, ojedinělými akcesoriemi jsou zirkon, pyrhotin, galenit, scheelit, allanit, thorit a pravděpodobný chevkinit. Mladší kostrovitý baddeleyit se vyskytuje i v miarolách. Velikost všech těchto akcesorií se pohybuje mezi 5–50 µm. V primární asociaci byl přítomen zřejmě i klinopyroxen, ten byl však nahrazen mozaikou sekundárních minerálů. Sekundární jsou také drobný epidot, kalcit a sericit. Příklady chemického složení horninotvorných minerálů jsou uvedeny v tabulkách 1 a 2.

Milevský žilný tah reprezentují desítky do 10 m mocných žil generálního směru S–J, tvořených felsickým jemně zrnitým alkalicko-živcovým mikrogranitem. Celý tah má několik větví a celkovou délku přes 15 km. Podrobnou mineralogickou i geochemickou charakteristiku těchto hornin podal Vrána (1999). Analyzovaný a datovaný vzorek Mi1 je světle šedá až nažloutlá jemně zrnitá hornina, nepravidelného kostkovitého rozpadu. Mikroskopicky je stejnoměrně zrnitá, tvořená mozaikou křemene (30 %), albitu (25 %, $Ab_{99}An_1$) a K-živce (15 %), zrnitost je 0,01–0,1 mm. Mus-

> Obr. 4. Geochemické klasifikační diagramy pro studované žíly (zelená = dioritový porfyr, fialová = granodioritový porfyr, červená = mikrogranit). Pro srovnání jsou vynesena složení žilných hornin ze Ševětína (Vrána et al. 1993), Sušice (Vrána 2004) a Štěpánovic (Vrána – Janoušek 2006). a – diagram SiO_2 vs. Na_2O + K_2O (Le Bas et al. 1986); linie mezi subalkalickou a alkalickou doménou je podle Irvinea a Baragara (1971); b – diagram Zr/Ti vs. Nb/Y (Pearce 1996); c – AFM diagram (Irvine – Baragar 1971) ukazuje vápenato-alkalický trend studovaných vzorků; d – diagram SiO_2 vs. K_2O (Irvine – Baragar 1971) s diskriminací polí tholeiitických, vápenato-alkalických, vysoce draselných vápenato-alkalických a šošonitických hornin; e – chondritem normalizované (Boynton 1984) vzory REE studovaných hornin; šedě je pole žil křemenného monzonitu ze Štěpánovic (Vrána – Janoušek 2006); f – spider diagram stopových prvků pro studované horniny, normalizovaný primitivním pláštěm (Sun – McDonough 1989); pro srovnání je uvedeno chemické složení žil (stínované pole) ze Ševětína (Vrána et al. 1993), Sušice (Vrána 2004) a Štěpánovic (Vrána – Janoušek 2006).

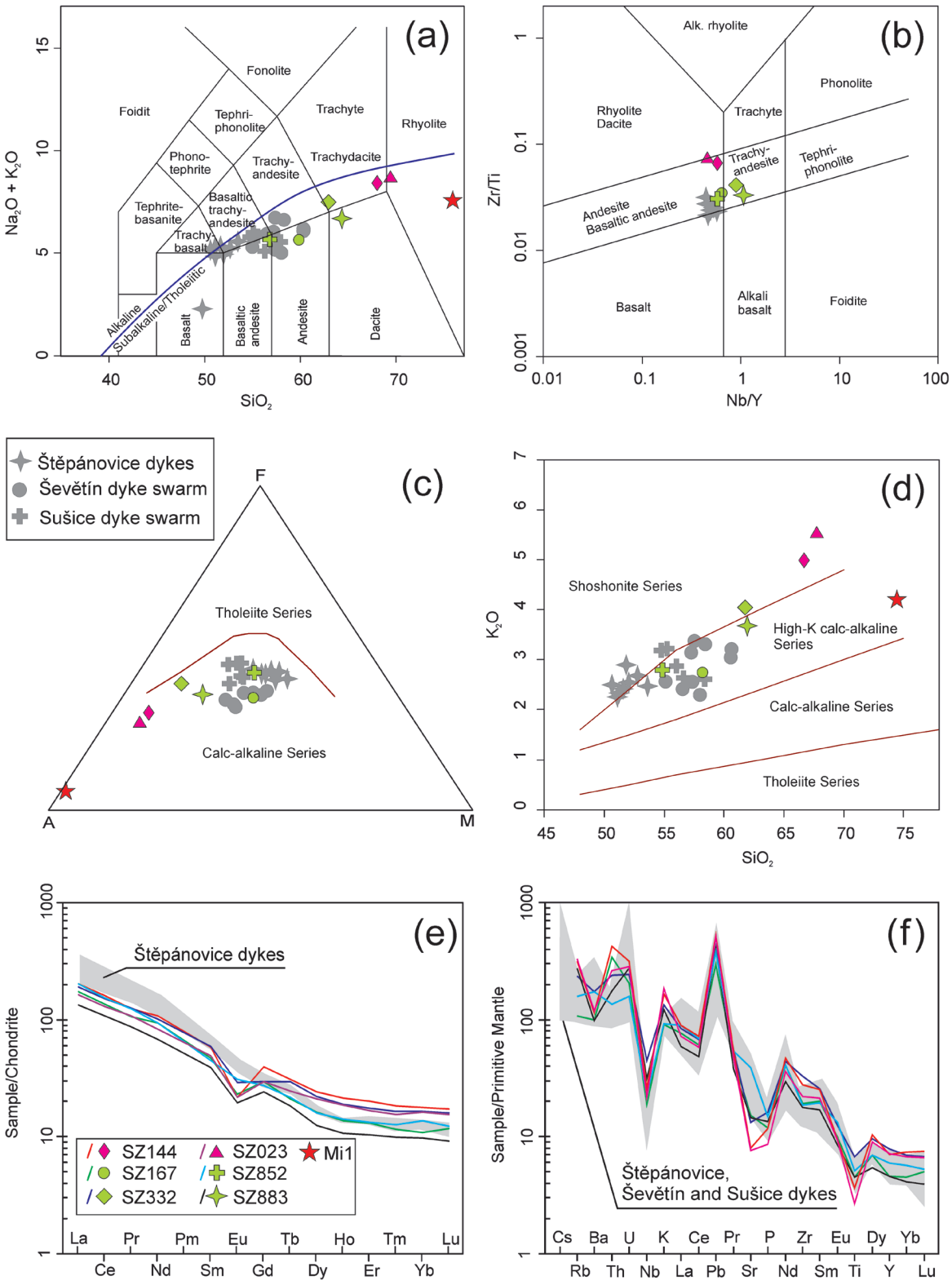


Fig. 4. Geochemical classification diagrams of the dykes studied (green = diorite porphyry, purple = granodiorite porphyry, red = microgranite). Compositions of dyke rocks are plotted for comparison: from Ševětín (Vrána et al. 1993), Sušice (Vrána 2004) and Štěpánovice (Vrána – Janoušek 2006) a – diagram SiO_2 vs. $Na_2O + K_2O$ of Le Bas et al. (1986); the dividing line between the subalkaline and alkaline domains is after Irvine and Baragar (1971); b – Zr/Ti vs. Nb/Y diagram (Pearce 1996); c – AFM diagram of Irvine and Baragar (1971) illustrating the calc-alkaline trend of studied samples; d – SiO_2 vs. K_2O plot with the discrimination boundaries between the tholeiitic, calc-alkaline, high-K calc-alkaline and shoshonitic rocks; e – chondrite-normalized (Boynton 1984) REE patterns of the studied rocks compared to quartz monzonite dykes from Štěpánovice (Vrána – Janoušek 2006); f – primitive mantle-normalized (Sun – McDonough 1989) trace element patterns of the studied rocks compared to chemical composition of dykes (shaded field) from Ševětín (Vrána et al. 1993), Sušice (Vrána 2004), and Štěpánovice (Vrána and Janoušek 2006).

kovit tvoří snopkovité, vějířovité i radiálně uspořádané agregáty do velikosti asi 0,1 mm, složené z jednotlivých tence prismatických lupínků, a obsahuje výraznou převahu FeO (~ 2,6 hm. %) nad MgO (0,4 hm. %) a MnO (0,2–0,3 hm. %). V intersticiích muskovitu jsou hojné 0,01–0,05 mm velké kostrovité či nepravidelné agregáty fluorapatitu (3,70 hm. % F), chudého REE (Σ REE 0,3–0,5 hm. %), místy bohatého Mn (až 4,05 hm. % MnO). V matrixu se však vyskytuje také idiomorfní, tence prismatický apatit o délce do 20 µm. Ojedinělý je droboučký rutil, uzavíraný v kostrovitém apatitu. V hornině byl také vtroušený pyrit (do 1 %), jako až 1 mm velké idiomorfní krystaly, kompletně limonitizované.

Radioaktivita a magnetická susceptibilita

Magnetická susceptibilita dioritového až granodioritového porfyru vimperského roje se pohybuje v rozmezí 0,18–0,44 . 10^{-3} SI); průměrná magnetická susceptibilita je 0,24 . 10^{-3} SI. Obsahy přirozených radioaktivních prvků v jednotlivých žilách dost kolísají, K = 1,9–4,6 %, $_eU$ = 4,3–8,9 ppm, $_eTh$ = 13,9–21,9 ppm, většinou bývají vyšší u hrubě porfyrického typu (vit tab. 2). Průměrné obsahy, zahrnující 12 měření na 7 lokalitách, jsou K = 3,6 %, $_eU$ = 7,1 ppm, $_eTh$ = 19,7 ppm. Draslík je vázán hlavně v draselném živci, méně v biotitu. Uran a thorium jsou vázány přednostně v baddeleyitu (1,96 hm. % UO_2 a 0,41 hm. % ThO_2) a mnohem méně v zirkonu (0,17 hm. % UO_2 a 0,14 hm. % ThO_2), viz tab. 3. Baddeleyit přednostně koncentruje také Ti, Fe, Sc, Y, Nb a W (viz tab. 1). Průměrná magnetická susceptibilita felsického mikrogranitu od Milevska je 0,02 . 10^{-3} SI.

Tab. 3. Terénní měření přírodních radioaktivních prvků a magnetické susceptibility
Table 3. Field data on natural radioactive elements and magnetic susceptibility

sample	rock	MS (10^{-3})	K (%)	$_eU$	$_eTh$
SZ167	fine diorite porphyry	0.43	2.4	4.3	16.0
SZ332	coarse diorite porphyry	0.25	3.5	7.2	20.4
mean	diorite porphyry*	0.24	3.6	7.1	19.7
Mi1	felsic microgranite	0.02			

MS = magnetic susceptibility,
*mean of 11 measurements from 7 localities

Geochemie

Studované žilné horniny (7 analyzovaných vzorků, viz tab. 4) mají variabilní chemické složení, obsahy SiO_2 kolísají v rozmezí 54,7–74,5 hm. %. Na základě petrografie lze studované horniny rozdělit na porfyry granodioritového a dioritového složení a na mikrogranit. Protože jde o subvulkanické horniny, byly pro geochemickou klasifikaci zvoleny diagramy určené pro výlevné horniny (obr. 4a, b). Mikrogranit (Mi1) z milevského žilného tahu odpovídá svým chemickým složením ryolitu (obr. 4a). Dva vzorky granodioritového porfyru (SZ023, SZ144) leží na hranici polí trachytického dacitu a ryolitu (Le Bas et al. 1986, obr. 4a). Ostatní „dioritové" porfyry zde lze klasifikovat jako andezitický bazalt (SZ852), andezit (SZ167), dacit (SZ883) a trachytický dacit (SZ332). Relativně velký rozptyl v obsahu H_2O^+ (1,1–2,6 hm. %) potvrzuje, že některé vzorky jsou slabě alterované. Podle Le Maitre et al. (2002) obsahují nealterované horniny méně než 2 hm. % H_2O^+. Zařazení hornin diagramu TAS (Le Bas et al. 1986) bylo proto verifikováno na základě obsahů nemobilních prvků. V klasifikačním diagramu Nb/Y vs. Zr/Ti podle Pearce (1996) leží granodioritové porfyry při hranici mezi polem dacitu (ryolitu) a andezitu (obr. 4b). Dva vzorky dioritových porfyrů pak odpovídají andezitu až bazaltickému andezitu a dva trachytickému andezitu (obr. 4b). Všechny porfyry jsou metaluminické až slabě peraluminické, s hodnotami A/CNK mezi 0,8–1,1, mají zvýšené obsahy K_2O, přičemž v diagramu SiO_2 vs. K_2O (Irvine – Baragar 1971) padají tyto hornin do pole vysoce draselné vápenato-alkalické a šošonitové série (obr. 4d). Poměr K_2O/Na_2O se pohybuje v rozmezí 0,98–1,89. Vzorek mikrogranitu je peraluminický (1,5) a náleží do pole vysoce draselné vápenato-alkalické série (obr. 4d). Celkové obsahy REE v horninách vimperského roje (203 –310 ppm) jsou vyšší než v mikrogranitu (Mi1), který obsahuje 14 ppm REE (tab. 4). Křivky vzácných zemin vimperského roje (obr. 4e), normalizované hodnotami pro chondrit podle Boyntona (1984), mají pro všechny studované vzorky podobný tvar, který je charakterizován nabohacením o LREE (La_N/Yb_N = 10,1–16,1), se zřetelnou zápornou europiovou anomálií Eu/Eu* = 0,45–0,88 (obr. 4e). Obsahy Cr (14–126 ppm) a Ni (9–69 ppm) jsou poměrně variabilní a ve srovnání s jejich průměrným zastoupením v primitivním plášti se jedná o nízké hodnoty (McDonough – Sun 1989). Tvar křivek vybraných stopových prvků normalizovaných primitivním zemským pláštěm podle McDonougha a Suna (1989) se podobá vzorkům žil z okolí Ševětína (Vrána et al. 1993), Sušice (Vrána 2004) a Štěpánovic (Vrána – Janoušek 2006). Při pohledu na tyto křivky (obr. 4f) jsou patrné nižší obsahy Nb (13–32 ppm), Sr (161–820 ppm), P a Ti. Zároveň je patrná výrazná pozitivní anomálie v obsazích Pb a vysoké obsahy některých LIL prvků (Large-ion Lithophile Elements).

K-Ar geochronologie

Vzorky studovaných žilných hornin poskytly stáří v rozmezí 292,5–300,9 Ma. Tato stáří jsou interpretována jako minimální, ale blízká magmatickému stáří (viz tab. 5).

Vzorek dioritového porfyru z vimperského žilného roje poskytl stáří 300,9 ± 9,1 Ma (1σ). Vzorek obsahuje 3,27 hm. % K vázaného hlavně v K-živci a v biotitu. Hornina vykazuje jen mírnou alteraci (hlavně chloritizace amfibolu) a vysoký podíl radiogenního argonu (89,9 %), a tak je tento věk považován za blízký magmatickému.

Vzorek felsického granitu poskytl stáří 292,5 ± 9,1 Ma (1σ). Vzorek obsahuje 3,53 hm. % K, jehož nositeli jsou

Tab. 4. Chemické analýzy studovaných hornin
Table 4. Whole rock chemical composition of studied rocks

sample	**SZ167**	**SZ332**	**SZ883**	**SZ852**	**SZ144**	**SZ023**	**Mi1**
rock	**diorite porphyry**	**diorite porphyry**	**diorite porphyry**	**diorite porphyry**	**granod. porphyry**	**granod. porphyry**	**microgranite**
SiO_2	58.23	61.60	61.99	54.73	66.69	67.60	74.49
TiO_2	0.98	1.45	0.98	1.11	0.78	0.58	0.02
Al_2O_3	16.05	15.34	15.59	16.17	15.03	14.31	15.28
Fe_2O_3	1.32	1.57	0.63	1.58	0.87	0.87	0.22
FeO	4.42	4.42	4.35	5.55	3.24	2.59	0.26
MgO	4.99	1.84	2.57	4.38	1.17	1.00	0.11
MnO	0.10	0.10	0.09	0.13	0.06	0.07	0.04
CaO	5.57	3.87	3.41	7.01	1.69	1.73	0.23
SrO	0.038	0.031	0.033	0.142	0.020	0.018	< 0.005
BaO	0.08	0.14	0.12	0.25	0.09	0.09	0.01
Li_2O	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na_2O	2.81	3.32	2.74	2.63	3.24	2.93	3.21
K_2O	2.74	4.02	3.68	2.78	5.01	5.53	4.22
P_2O_5	0.26	0.35	0.29	0.32	0.25	0.19	0.15
F	0.09	0.12	0.12	0.14	0.06	0.10	0.09
CO_2	0.01	0.04	0.15	0.12	0.03	0.20	< 0.01
C	0.012	0.006	< 0.005	0.014	< 0.005	0.012	0.034
S	0.038	0.018	0.013	0.023	0.019	< 0.01	< 0.01
H_2O^+	2.08	1.48	2.29	2.63	1.57	1.28	1.14
H_2O^-	0.13	0.18	0.05	0.13	0.12	0.08	0.08
total	99.95	99.91	99.10	99.83	99.95	99.19	99.61
Cr	125.9	19.9	116.8	105.6	15.4	14.1	2.2
Ga	18.5	22.4	21.6	22.3	21.6	21.5	22.0
Hf	7.2	8.9	7.4	6.1	10.9	6.7	2.0
Nb	13.4	32.0	22.3	16.0	18.5	15.4	25.0
Ni	43.8	17.0	69.3	40.5	8.9	12.1	1.7
Pb	21.1	29.6	28.6	26.8	37.2	35.9	8.5
Rb	67.9	149.1	173.8	100.6	201.7	209.6	479.0
Ta	< 5.0	5.1	< 5.0	< 5.0	< 5.0	5.1	< 5.0
Th	29.1	20.4	15.0	11.5	36.0	22.2	3.0
U	4.3	5.1	5.8	3.3	6.6	6.0	5.0
V	87.1	74.6	77.3	146.1	38.6	26.3	2.0
Zr	213.9	366.3	199.3	206.8	310.8	247.5	42.0
Sr	320.0	279.1	305.4	819.5	167.8	161.3	16.8
Sc	15.5	3.3	15.3	25.6	11.6	< 1.0	2.0
Ba	696.0	1212	687.0	1202.0	797.0	833	68.4
Zn	–	160.1	83.0	83.0	–	74.1	–
Y	20.88	35.37	20.89	26.86	32.06	32.40	6.19
La	52.90	57.78	40.71	61.58	61.55	49.61	1.8
Ce	108.50	119.43	86.13	121.56	127.80	102.45	5.0
Pr	12.70	15.10	10.45	14.73	14.91	12.96	0.61
Nd	55.15	60.03	39.96	55.01	63.75	48.79	2.0
Sm	8.91	11.35	7.52	8.63	11.19	9.41	0.74
Eu	1.67	2.10	1.41	2.22	1.58	1.56	0.04
Gd	7.55	7.49	6.11	6.90	10.09	7.54	0.69
Tb	0.99	1.37	0.86	1.02	1.45	1.14	0.15
Dy	5.09	7.01	3.96	5.07	7.64	6.68	1.03
Ho	0.96	1.34	0.75	0.99	1.50	1.30	0.19
Er	2.68	3.61	2.14	2.74	4.17	3.44	0.57
Tm	0.37	0.52	0.32	0.40	0.58	0.49	0.09
Yb	2.22	3.39	2.01	2.81	3.62	3.32	0.81
Lu	0.37	0.50	0.29	0.39	0.55	0.49	0.12

Tab. 5. Výsledky datování metodou K-Ar
Table 5. Results of the K-Ar dating

Analytical Nº	Sample Nº	Rock	K (wt.%)	$^{40}Ar_{rad}$ (ccSTP/g)	$^{40}Ar_{rad}$ (%)	K-Ar age (Ma)	Error (Ma, 1σ)
8595	SZ332	diorite porphyry	3.27	4.1628×10^{-5}	89.9	300.9	± 9.1
8596	Mi1	rhyolite	3.53	4.3679×10^{-5}	77.3	292.5	± 9.1

K-živec a muskovit. Hornina je interpretována jako rychle zchlazený ryolit. Původní sklo sice rekrystalovalo na mozaiku křemene, albitu a muskovitu, ale k této alteraci pravděpodobně došlo brzy po vmístění. Hornina obsahuje poměrně vysoký podíl radiogenního argonu (77,3 %), tento věk je proto považován za minimální, ale blízký věku magmatickému.

Diskuse a závěr

Znaky žil vimperského roje, zejména výskyt miarol a mikrografické srůsty křemene a K-živce v matrixu, indikují rychlé zchlazení magmatu a subvulkanický charakter krystalizace mělce pod povrchem. Na základě chemického složení amfibolu a plagioklasu ze vzorku SZ167 bylo možné odhadnout podmínky krystalizace této žíly z lokality Pravětín. Amfibol-plagioklasový termometr (Holland – Blundy 1994) poskytl teplotu ~ 752 °C a barometr založený na obsahu Al v amfibolu (Anderson – Smith 1995) tlak ~ 0,58 kbar. Vezmeme-li zároveň v úvahu stáří permokarbonských sedimentů blanické brázdy, kdy na hluboce obnažené krystalinikum sedimentují např. u Kostelce nad Černými lesy peklovské vrstvy paleontologicky doloženého stáří stephan C (303–299 Ma, viz např. Pešek et al. 2001), je zřejmé, že již v průběhu svrchního karbonu bylo moldanubikum v oblasti blanické brázdy obnaženo v podstatě na současnou úroveň. To je dalším dokladem pro mělké intruzivní hloubky studovaných žil.

Po petrografické stránce můžeme porfyry vimperského roje klasifikovat jako amfibolické či pyroxen-amfibolické diority až granodiority, resp. jejich žilné ekvivalenty. Horniny jsou postiženy alteracemi (kaolinizace a sericitizace živců, chloritizace amfibolu a biotitu), které však jen málo modifikovaly výsledné chemické složení. Geochemicky je lze zařadit ve smyslu klasifikace TAS (Le Bas et al. 1986) do skupiny bazaltických andezitů, andezitů až trachyandezitů. Zároveň porfyry patří do vysoce draselné vápenato-alkalické série až šošonitové série, s významným kolísáním SiO_2 (54,7–67,6 hm. %), MgO (1,0–5,0 hm. %), CaO (1,7–7,0 hm. %) a K_2O (2,7–5,5 hm. %). To spolu s výrazným kolísáním zejména Cr (14–126 ppm), Ni (9–69 ppm), V (26–146 ppm) a Sr (161–820 ppm) ukazuje na nehomogenní magmatický zdroj anebo intenzivní magmatickou frakcionaci. Poměrně vysoké obsahy některých nekompatibilních prvků (Th 12–36, U 3–7, Pb 21–37 ppm) mohou souviset s kontaminací korovým materiálem (např. Baker et al. 2000, Wedepohl – Baumann 1999) nebo se zdrojem z metasomatizovaného pláště (např. Dostál et al. 2020). Podle obsahů nekompatibilních prvků (Y 21–35, Zr 199–366 ppm) se studované horniny svým charakterem blíží vnitrodeskovým bazickým vulkanitům (např. Pearce – Norry 1979), což naznačuje vznik v podmínkách pozdně variského extenzního režimu (např. Dostál et al. 2020). Mikrogranit z žilného roje od Milevska (Mi1) se svým chemickým složením od ostatních studovaných hornin poněkud odlišuje. Typické jsou pro něj velmi nízké obsahy MgO (0,1 hm. %), CaO (0,2 hm. %) a REE (tab. 4). Obsahy K_2O (4,2 hm. %) a Na_2O (3,2 hm. %) jsou podobné jako v porfyrech granodioritového a dioritového složení (tab. 4). Peraluminický charakter mikrogranitu, stejně jako nízké nabohacení na LREE (La_N/Yb_N = 1,5) a velká záporná Eu anomálie (Eu/Eu* = 0,17), naznačuje, že hornina je produktem magmatické frakcionace, na níž se výraznou měrou podílely živce.

Petrografická i geochemická data prokazují blízkou geochemickou příbuznost s mafickými žilnými roji z dalších míst moldanubika: od Ševětína (Vrána et al. 1993), Sušice (Vrána 2004), Kaplice (Košler et al. 2001, Vrána et al. 2005), Štěpánovic nebo od Hamru a Čítova (Vrána – Janoušek 2006). Obsahy hlavních (obr. 4a–d) a stopových prvků (obr. 4e–f) vykazují také podobný charakter jako výše citované žíly (obr. 4e–f, srov. Vrána – Janoušek 2006). Zmínění autoři předpokládají, že tento typ bazických a intermediálních magmat byl generován v důsledku parciálního tavení litosférického pláště, který byl modifikován pozdně paleozoickou subdukcí. Chemická variabilita vápenato-alkalických vulkanických hornin pozdně karbonského stáří je interpretována jako důsledek parciálního tavení pláště, které bylo následováno frakční krystalizací z metasomatizovaného pláště (Dostál et al. 2019, 2020). Magmata pak byla lokálně modifikována variabilním stupněm asimilace korového materiálu.

Pozoruhodná je také petrografická podobnost s těmito žilami, hlavní mineralogické složení (dominance plagioklasu, přítomnost podřízeného množství mafických minerálů a křemene), ale zejména výskyt baddeleyitu (obr. 3b) a přítomnost akcesorického galenitu a dalších rudních minerálů. Přítomnost xenokrystů bazického plagioklasu, primární krystalizace baddeleyitu místo zirkonu, zjevná petrografická i geochemická nehomogenita horniny a geochemické aspekty svědčí pro fakt, že původní bazičtější, křemíkem výrazně chudší tavenina se později smísila s magmatem kyselejším.

Žíla mikrogranitu od Milevska má felsický charakter, ale vystupuje také v roji strukturního směru S–J. Podobné felsické žíly, vázané na stejný strukturní směr S–J, byť v odlehlých lokalitách, popsali od Lásenice Klečka a Vaňková (1988), Breiter a Scharbert (1995, 1998) nebo nověji jižně od Lásenice z okolí města Arnolz v Rakousku Göd et al. (2017).

Stáří rojů pozdně variských mafických i felsických žil (vesměs severojižního směru), stanovené v moldanubiku

během posledních ca 25 let různými metodami, kolísá v rozmezí 319–270 Ma, tj. od nejsvrchnějšího karbonu do spodního permu. Nové geochronologické datování žíly dioritového porfyru od Vimperku 300,9 ± 9,1 Ma i žíly mikrogranitu ze žilného roje od Milevska 292,5 ± 9,1 Ma ukazuje také spodně permské stáří. Pro felsické žíly od Lásenice udávají Breiter a Scharbert (1995) stáří 319 Ma, podobné stáří uvažoval i Vrána (1999) pro Milevský žilný roj. Stáří amfibolu ze žíly křemenného dioritu kaplického roje stanovili Vrána et al. (2005) metodou Ar/Ar na 303 ± 5 Ma. Metodou Ar/Ar stanovené stáří amfibolu 270 ± 2 Ma ze žíly pyroxenického mikrogranodioritu ze stejného roje uvádějí Košler et al. (2001). Datování felsických žil z Arnolzu v Rakousku metodou U/Pb na zirkonech (Göd et al. 2017) poskytlo 292 ± 4 Ma. Janoušek et al. (2002) a Vrána a Janoušek (2006) zdůraznili příbuznost žil s nejmladší plutonickou suitou moldanubického (jihočeského) plutonického komplexu, např. ševětínského masivu, granodioritu Freistadt (302 ± 2 Ma, Friedl et al. 1992) a obecně se suitou granitů a granodioritů skupiny Mauthausen.

Žíly vimperského roje jsou situované mezi žilami sušického roje na západě a ševětínského roje na východě a potvrzují výskyt podobných žil v rozsáhlé jižní části moldanubika. Všechny tyto žíly jsou produktem pozdně orogenního variského magmatismu vázaného na severojižní struktury v jižní části moldanubika, spjaté se spodně permskou extenzní tektonikou struktur směru blanické brázdy. Žíly pronikly do zchlazené variské kůry mělko pod povrchem v období nejspodnějšího permu a představují poslední intruzivní horniny v této části moldanubika. Původ primárního magmatu lze podle analogie s ostatními bazickými žilami stejné strukturní pozice (Vrána – Janoušek 2006) interpretovat jako míšení bazického magmatu původem z litosférického pláště, který byl v různé míře kontaminován kyselým materiálem kontinentální kůry během výstupu do mělkých úrovní variské kůry.

Poděkování. Práce byla vytvořena v rámci interního projektu č. 321 183, který je součástí DRKVO/ČGS (2018–2022). Autoři děkují recenzentům Václavu Kachlíkovi a Jiřímu Slámovi a handling editorovi Martinu Rackovi za revizi textu a cenné připomínky.

Literatura

Anderson, J. L. – Smith, D. R. (1995): The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. – Am. Mineralogist 80, 549–59.

Baker, J. A. – Macpherson, C. G. – Menzies, M. A. – Thirlwall, M. F. – Al-Kadasi, M. – Mattey, D. P. (2000): Resolving Crustal and Mantle Contributions to Continental Flood Volcanism, Yemen; Constraints from Mineral Oxygen Isotope Data. – J. Petrol. 41, 12, 1805–1820.

Balogh, K. (1985): K/Ar dating of Neogene volcanic activity in Hungary: experimental technique, experiences and methods of chronological studies. – ATOMKI Rep. D/1, 277–288.

Boynton, W. V. (1984): Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P., ed.: Rare Earth Element Geochemistry, 63–114. – Elsevier. Amsterdam.

Holland T. J. B. – Blundy J. D. (1994): Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole- plagioclase thermometry. – Contrib. Mineral. Petrol. 116, 433–447.

Breiter, K. – Scharbert, S. (1995): The Homolka magmatic centre: an example of late Variscan ore-bearing magmatism in the Southbohemian Batholith (southern Bohemia, northern Austria). – Jb. Geol. Bundesanst. 138, 9–25.

Breiter, K. – Scharbert, S. (1998): Latest Intrusions of the Eisgarn Pluton (South Bohemia – Northern Waldviertel). – Jb. Geol. Bundesanst. 141, 25–37.

Čopjaková, R. – Škoda, R. – Galiová, M. V. – Novák, M. – Cempírek, J. (2015): Sc- and REE-rich tourmaline replaced by Sc-rich REE-bearing epidote-group mineral from the mixed (NYF + LCT) Kracovice pegmatite (Moldanubian Zone, Czech Republic). – Am. Mineralogist 100, 7, 1434–1451.

Dostál, J. – Murphy, J. B. – Shellnutt, J. G. – Ulrych, J. – Fediuk, F. (2019): Neoproterozoic to Cenozoic Magmatism in the central part of the Bohemian Massif (Czech Republic): isotopic tracking the evolution of the mantle through the Variscan orogeny. – Lithos 326–327, 358–369.

Dostál, J. – Shellnutt, J. G. – Ulrych, J. (2020): Petrogenesis of post-collisional Late Paleozoic volcanic rocks of the Bohemian Massif (Central Europe): Isotopic variations of the lithospheric mantle related to Variscan orogeny. – Lithos 354–355, 105331 doi: https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105331

Friedl, D. – von Quadt, A. – Frasl, G. – Finger, F. (1992): Neue U/Pb Altersdaten aus der südlichen Böhmischen Masse. – Frankfurter Geowiss. Arb. A11, 217–218.

Göd, R. – Kurzweil, J. – Klötzli, U. (2017): Petrography, geochemistry and geochronology of granite-hosted rhyodacites associated with disseminated pyrite mineralization (Arnolz, Southern Bohemian Massif, Austria). – Miner. Petrol. 111, 2, 211–263.

Hönig, S. – Čopjaková, R. – Škoda, R. – Novák, M. – Dolejš, D. – Leichmann, J. – Galiová, M. V. (2014): Garnet as a major carrier of the Y and REE in the granitic rocks: An example from the layered anorogenic granite in the Brno Batholith, Czech Republic. – Am. Mineralogist 99, 10, 1922–1941.

Irvine, T. N. – Baragar, W. R. A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. – Canad. J. Earth. Sci. 8, 523–548.

Janoušek, V. – Farrow. C. M. – Erban, V. (2006): Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). – J. Petrol. 47, 1255–1259.

Janoušek, V. – Vrána, S. – Erban, V. (2002): Petrology, geochemical character and petrogenesis of Variscan post-orogenic granite: case study from the Ševětín Massif, Moldanubian Batholith, Southern Bohemia. – J. Czech geol. Soc. 47, 1, 1–22.

Klečka, M. – Vaňková, V. (1988): Geochemistry of felsic dykes from the vicinity of Lásenice near Jindřichův Hradec (South Bohemia) and their relation to Sn-W mineralization. – Čas. Mineral. Geol. 33, 225–250.

Košler, J. – Kelley, S. – Vrána, S. (2001): $^{40}Ar/^{39}Ar$ hornblende dating of a microgranodiorite dyke: implications for early Permian extension in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. – Int. J. Earth Sci. 90, 3, 379–385.

Kubínová, Š. – Faryad, Š. W. – Verner, K. – Schmitz, M. –

Holub, F (2017): Ultrapotassic Dykes in the Moldanubian Zone and Their Significance for Understanding of the Post-Collisional Mantle Dynamics During Variscan Orogeny in the Bohemian Massif. – Lithos 272–273, 205–221.

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. Petrol. 27, 745–750.

Le Maitre, R. W. – Streckeisen A. – Zanettin, B. – Le Bas, M. J. – Bonin, B. – Bateman, P. – Bellieni, G. – Dudek, A. – Efremova, S. – Keller, J. – Lamere, J. – Sabine, P. A. – Schmid, R. – Sorensen, H. – Woolley, A. R. (2002): "Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms", Recommendations of the International Union of Geological Sciences. – Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press.

McDonough, W.F. –Sun, S. S. (1995): The composition of the Earth. – Chem. Geol., 120, 223–253.

Merlet, C. (1994): An Accurate Computer Correction Program for Quantitative Electron Probe Microanalysis. – Microchim. Acta 114–115, 363–376.

Pearce, J. A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. – Geol. Assoc. Can., Short Course Notes 12, 79–113.

Pearce, J. A. – Norry, M. J. (1979): Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks. – Contrib. Mineral. Petrol., 69, 33–47.

Pešek, J. – Holub, V. – Jaroš, J. – Malý, L. – Martínek, K. – Prouza, V. – Spudil, J. – Tásler, R. (2001): Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví České republiky. – 243 s. Čes. geol. ústav. Praha.

Steiger, R. H. – Jäger. E. (1977): Subcommission on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. – Earth Planet. Sci. Lett. 36, 359–362.

Wedepohl, K. H. – Baumann, A. (1999): Central European Cenozoic plume volcanism with OIB characteristics and indications of a lower mantle source. – Contrib. Mineral. Petrol., 136, 3, 225–239.

Vrána, S. (1999): Dyke swarm of highly evolved felsitic granite porphyry near Milevsko, Central Bohemian Pluton. – Bull. Czech geol. Surv. 74, 67–74.

Vrána, S. (2004): Late Variscan dyke swarm (Moldanubian Zone): quartz micromonzodiorite dykes and their pyroxene gabbro xenoliths. – Bul. Geosci. 79, 4, 221–229.

Vrána, S. – Bendl, J. – Buzek, F. (1993): Pyroxene micro-granodiorite dykes from the Ševětín structure, Czech Republic: mineralogical, chemical, and isotopic indication of a possible impact melt origin. – J. Czech. geol. Soc. 38, 3–4, 129–146.

Vrána, S. – Janoušek, V. (2006): Late-orogenic Variscan magmatism: the case of quartz monzodiorite dykes from the Blanice Graben, southern Bohemia. – J. Czech geol. Soc. 51, 3–4, 231–248.

Vrána, S. – Slabý, J. – Bendl, J. (2005): The Kaplice dyke swarm of granodiorite porphyry and its relationship to the Freistadt granodiorite, Moldanubian Batholith. – J. Czech. geol. Soc 50, 1–2, 9–17.

Žáček, V. (2005): Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000, list 22-334 Kvilda. – Čes. geol. služba. Praha.

Žáček, V. – Břízová, E. – Čížek, D. – Havlíček, P. – Havlín, A. – Nováková, D. – Hošek, J. – Kotková, J. – Krupička, J. – Martínek, K. – Metelka, V. – Přechová, E. – Riedlová, E. – Šrámek, J. – Verner, K. – Vondrovic, L. (2012a): Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000, list 22-343 Vimperk. – 157 s. Čes. geol. služba. Praha.

Žáček, V. – Havlíček, P. – Hošek, J. (2012b): Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000, list 22-343 Vimperk. – Čes. geol. služba. Praha.

Žáček, V. – Škoda, R. – Sulovský, P. (2009): U-Pb-rich zircon, thorite and allanite-Ce as main carriers of radioactivity in the highly radioactive ultrapotassic melasyenite porphyry from the Šumava Mts., Moldanubian Zone, Czech Republic. – J. Geosci. 54, 343–354.