ISSN 1211–8796

Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.
XCV (2010): 2, 3–61, 2010

PŘEDMEZOZOICKÉ LAMPROFYRY A SOUVISEJÍCÍ ŽILNÉ INTRUZE ČESKÉHO MASIVU (ČESKÁ REPUBLIKA, POLSKO, NĚMECKO, RAKOUSKO): KOMENTOVANÝ PŘEHLED

PRE-MESOZOIC LAMPROPHYRES AND ASSOCIATED DYKE INTRUSIONS OF THE BOHEMIAN MASSIF (CZECH REPUBLIC, POLAND, GERMANY, AUSTRIA): A REVIEW

LUKÁŠ KRMÍČEK

Věnováno památce doc. Dušana Němce (28. 1. 1927–18. 4. 2001).

Abstract

Krmíček, L. (2010): Předmezozoické lamprofyry a související žilné intruze Českého masivu (Česká Republika, Polsko, Německo, Rakousko): komentovaný přehled. – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 2, 95, 3–61.

Pre-Mesozoic lamprophyres and associated dyke intrusions of the Bohemian Massif (Czech Republic, Poland, Germany, Austria): a review

This contribution summarizes and comments the most important published results on pre-Mesozoic lamprophyres of the Moravo-Silesian, Moldanubian, Kutná Hora-Svratka, Central Bohemian, Saxothuringian and Lusatian Region.

The contribution also brings a current view on a definition and nomenclature of lamprophyres. After more then one hundred years growing the family of lampropfyric rocks, we can now restore the Rosenbuch's initial concept based only on five principal lamprophyre types: minette, kersantite, spessartite, vogesite and camptonite. Due to the differentiation processes (e.g. magma mixing, fractional crystallization), the lamprophyres are often accompanied by contemporaneous dyke rocks petrographically ranging from microgabbro/microdiorite to microgranite.

Based on the new results of Ar-Ar step-heating dating, the majority of lamprophyres of the Bohemian Massif is late Variscan. The temporal range of lamprophyric magmatic activity is at least 60 Ma (334–274 Ma). Two peaks of lamprophyric magmatism occurred close to the Lower/Upper Carboniferous and Upper Carboniferous/Permian boundary. The youngest (uppermost Lower Permian) lamprophyre intrusive event occurs in the eastern orogenic foreland in the Moravo-Silesian Region. Important demonstration of the Variscan mantle magmatic activity of lamprophyric composition is the occurrence of hybrid intrusions of durbachites (Moldanubicum) and redwitzites (Saxothuringicum). Mantle (lamprophyric) magmatism also played important role during the genesis of post-collisional granitic plutons at the NE margin of the Bohemian Massif, such as those of Krkonoše-Jizera, Strzegom-Sobótka, Kłodzko-Złoty Stok, Strzelin and Žulová.

Distribution of lamprophyres within the single regions of the Bohemian Massif is not uniform. They show distinct connection to important sutures and tectonic zones. Some minettes cropping out close to the Bohemicum/Moldanubicum boundary, or its presumed equivalent in Lugicum, show a negative Eu anomaly as a primary feature of contamination of their mantle source by subducted evolved continental crust. These minettes bring petrographic and geochemical characteristics gradational between typical lamprophyres and lamproites. Additionally, unique post-collisional potassium-rich dyke rocks characterized by mineral assemblage K-rich amphibole – microcline ± phlogopite ± aegirine ± quartz were encountered in the Moldanubian and in the Lasutian Region. The dykes have been originally described under local or

incorrect names such as “raabsite” (“peralkaline minette”), “thuresite” (“peralkaline microsyenite”) and “karlsteinite” (“peralkaline microgranite”). Despite their previous petrogenetic classification as intrusions of the “minette differentiation series”, the dykes show mineralogical and geochemical features similar to SiO_2-rich orogenic (postcollisional) lamproites of Mediterranean-type. Lamprophyres of the Saxothuringian Region are spatially and/or genetically connected with regionally important (indium-bearing) ore districts.

Key words: minette, kersantite, spessartite, microdiorite, vogesite, camptonite, lamproite, Bohemian Massif.

Lukáš Krmíček – Institute of Geological Sciences, Masaryk University, Brno, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic, l.krmicek@gmail.com.

1. Úvod

Lamprofyry představují geneticky významnou skupinou převážně žilných magmatických hornin, pro kterou jsou typické vyrostlice hydratovaných mafických minerálů (amfibol, slída). Felsické minerály jsou vázané na základní hmotu (např. Rock 1991, Mitchell 1994, Le Maitre *et al.* 2002).

Lamprofyry jsou rozšířené ve všech oblastech Českého masivu. Skutečnost, že je jejich geneze spojená s parciálním tavením svrchního pláště, a že jsou indikátory průběhu významných tektonických linií, z nich činí mimořádně geneticky zajímavé horniny. Obecně k významu jejich studia ve světe přispívá rovněž fakt, že mohou být indikátory, a nebo nositeli zajímavých typů zrudnění (In, Cu-Au aj.), a také diamantů.

Tato práce podává přehled nejdůležitějších publikací zaměřených na předmezozoické lamprofyry Českého masivu. Termín „předmezozoické“ zahrnuje lamprofyry spjaté s variským, případně i kadomským orogenním cyklem. Práce se nezaměřuje na mladší lamprofyry, které geneticky souvisí s neoidním vulkanismem Českého masivu spojeným s horotvornými procesy v alpsko-karpatské oblasti (viz souhrn Součka 1992). Přehled je doplněný o vlastní výzkumy autora v jednotlivých oblastech. Obdobná souhrnná práce nebyla v naší literatuře zatím publikována. Záměrem autora bylo přinést širší ucelený pohled na předmezozoické lamprofyry Českého masivu a vyzdvihnout význam jejich studia.

2. Historie, definice a současný pohled na lamprofyry

Vědci se začali seriózně zabývat lamprofyry až v druhé polovině 20. století. Předtím byly lamprofyry považovány spíše za petrografickou kuriozitu s minimálním genetickým dopadem. Přitom prostor Českého masivu sehrál při jejich výzkumu důležitou roli. Podrobně shrnul historii výzkumů ve svém životním díle věnovaném lamprofyrům Rock (1991). Stručný historický přehled pak publikoval Le Bas (2007).

Již J. Barrande se ve svých zápiscích z roku 1865 údajně zmiňuje o pruhu minety, který vystupuje u Černošic nedaleko Prahy (Počta 1918, s. 106). Jako nový horninový typ nazvaný „glimmerpikrophyr“, respektive „pikrofýr slídnatý“ popsal E. Bořický nález žíly slídnatého lamprofyru z dnes již klasické lokality Libčické skály severně od Prahy (Bořický 1878, 1880). Samotný termín „lamprofyr“ užil poprvé Gümbel (1874), a to pro označení mafických žilných hornin vystupujících v německé části Českého masivu, pro které byla typická přítomnost hojných vyrostlic tmavé slídy společně s felsickými minerály vázanými pouze na základní hmotu. Označení „lamprofyr“ bylo vytvořeno kombinací řeckého slova „lampros“ (λαμπροσ) = třpytit se, lesknout se, které označovalo charakteristický znak žil s vyrostlicemi tmavé slídy, která se na slunci nápadně leskla, a dále výrazu „porphyros“ (πορπηψροσ) označujícím horninu nápadnou porfyrickými vyrostlicemi. V roce 1887 zařadil H. Rosenbusch mezi lamprofyry také žíly s vyrostlicemi amfibolu (Rosenbusch 1887). Ve své klasické učebnici petrografie nemůže H. Rosenbusch samozřejmě opomenout práce, které jsou věnované lamprofyrům Českého masivu (např. Becke 1883, Foullon 1883, Dathe 1885). V letech 1887 a 1897 H. Rosenbusch přehledně prezentuje

Tabulka 1. Navrhované základní členění lamprofyrů. Upraveno podle Le Bas (2007). Je-li převládajícím mafickým minerálem s OH skupinou draselný amfibol a/nebo flogopit s výrazněji zastoupenou tetraferriflogopitovou komponentou, pak již hornina zpravidla nenáleží k lamprofyrům, ale k lamproitům.

Table 1. Proposed principal subdivision of the lamprophyres. Modified according Le Bas (2007). If the rock contains potassic amphibole and/or phlogopite with significant tetraferriphlogopite component as a predominant mafic mineral with OH group, than can be usually classified as lamproite instead of lamprophyre.

	převládající mafický minerál s OH skupinou predominant mafic mineral with OH group		
převládající felsický minerál predominant felsic mineral	flogopit/biotit phlogopite/biotite	magneziohastingsit + další Ca amfiboly magnesiohastingsite + other Ca amphiboles	kaersutit kaersutite
draselný živec potassium feldspar	**mineta** **minette**	**vogezit** **vogesite**	—
plagioklas plagioclase	**kersantit** **kersantite**	**spessartit** **spessartite**	**camptonit** **camptonite**

rozdělení lamprofyrů na pět základních typů, k němuž se vědci na počátku dvacátého prvního století po dlouhé diskusi opět navrátili (Le Bas 2007; tab. 1). Mezi tzv. slídnaté lamprofyry je řazena **mineta** (s převládajícími draselnými živci v základní hmotě) a **kersantit** (s převládajícími plagioklasy v základní hmotě). Mezi amfibolické lamprofyry je řazen **vogezit** (s převládajícími draselnými živci v základní hmotě) a **spessartit** (s převládajícími plagioklasy v základní hmotě). Poslední typ představuje alkalický lamprofyr – **camptonit**, pro který jsou charakteristické vyrostlice titanem bohatého amfibolu (kaersutit) i pyroxenu (Ti-augit), a který má v základní hmotě převahu plagioklasů nad draselnými živci. Vzhledem k nižším obsahům SiO_2 oproti spessartitu může camptonit obsahovat také foidy. Při vytváření názvu příslušného lamprofyru zohledňují někteří autoři přítomnost důležitých minerálů a jejich pseudomorfóz, a nebo hodnotu čísla tmavosti (např. semilamprofyr – leukomineta, richteritová mineta, olivín-pyroxenický kersantit, pilitický spessartit aj.; obr. 1).

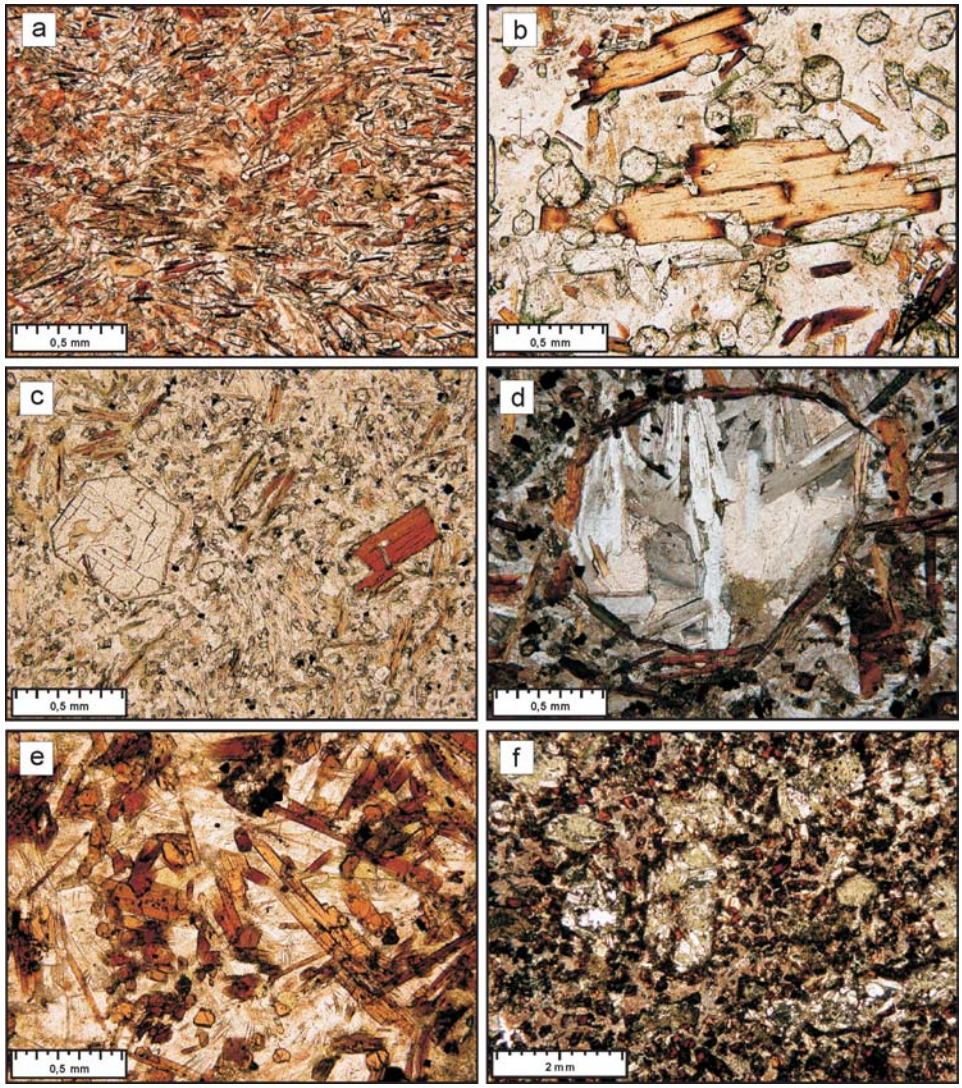
V roce 1923 zavedl P. Niggli termín „lamproit“, jímž byly následně označeny výlevné ekvivalenty draselných lamprofyrů. Termín však postupem času získal odlišný význam a dnes jsou jako lamproity označovány intruzivní i efuzivní horniny se specifickým geochemickým (peralkalické, perpotasické a ultradraselné) a mineralogickým (Fe-bohatý draselný živec ± Al-deficitní klinopyroxen ± draselný amfibol ± flogopit s tetraferriflogopitovou komponentou ± akcesorické Ba, Ti, Zr minerály ze skupiny hollanditu a benitoitu aj.) složením (např. Bergman 1987, Mitchell – Bergman 1991, Le Maitre *et al.* 2002, Mitchell – Fareeduddin 2009).

V následujících letech se začíná skupina lamprofyrů značně rozrůstat. V roce 1928 připojuje N. L. Bowen kimberlity a o rok později přidává G. W. Tyrrell také skupinu alkalických a melilitových lamprofyrů, které mají v základní hmotě foidy či melilit. Narůstající lamprofyrový „boom“ zastavuje druhá světová válka (obr. 2). Po ní dochází na delší čas k útlumu zájmu o lamprofyrické horniny.

Na přelomu 60 a 70. let rapidně narůstá počet prací zaměřených na lamprofyry a tento trend pokračuje až do dneška. Zásluhu na tom měla především trojice vědců ze tří evropských zemí. Ve Francii to byla D. Veldeová (rozená Métaisová), v Německu W. Wimmenauer a v bývalém Československu D. Němec. Tito autoři rozpoznali velký genetický potenciál lamprofyrů, navíc poslední dva jmenovaní pracovali s žilami Českého masivu.

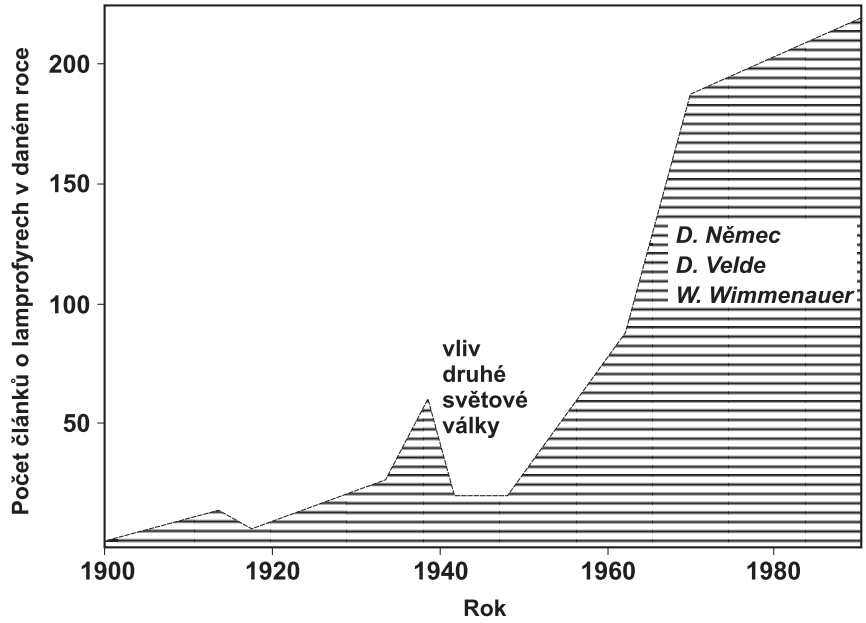
Rostoucí zájem donutil členy „Subkomise IUGS pro klasifikaci a nomenklaturu vyvřelých hornin“ pokusit se o modální i normativní (CIPW norma) QAPF klasifikaci lamprofyrických hornin (Streckeisen 1980). Návrh se však nesetkal s velkou odezvou a bylo od něj postupně upouštěno.

V 80. letech publikuje N. M. S. Rock dodnes citované práce o genezi vápenato-alkalických lamprofyrů (Rock 1984) i o genezi ultramafických lamprofyrů (Rock 1986). V roce 1991 vychází od výše zmíněného autora celá kniha, která je věnovaná pouze lamprofyrům



Obr. 1. Reprezentativní ukázky lamprofyrů Českého masivu: a – rovnoměrně zrnitá partie v olivín-pyroxenické minetě (PPL, Kožlany, bohemikum); b – „peralkalická amfibol-pyroxenická leukomineta“ obsahující charakteristicky zonální tmavou slídu (PPL, Hartíkov, lugikum); c – pyroxenický kersantit (PPL, Bítov, moldanubikum); d – karbonát-živcová segregační vezikula v kersantitu (XPL, Štědrákova Lhota, lugikum); e – spessartitová část složené žíly (PPL, Křivá Voda, lugikum); f – camptonit s četnými pilitickými pseudomorfózami po olivínu (PPL, Lubná-Brant, bohemikum).

Fig. 1. Representative lamprophyre specimens of the Bohemian Massif: : a – equigranular part in olivine-pyroxene minette (PPL, Kožlany, Bohemicum); b – “peralkaline amphibole-pyroxene leucominette” containing characteristically zoned dark mica (PPL, Hartíkov, Lugicum); c – pyroxene kersantite (PPL, Bítov, Moldanubicum); d – carbonate-feldspar segregation vesicle in kersantite (XPL, Štědrákova Lhota, Lugicum); e – spessartite part of a composite dyke (PPL, Křivá Voda, Lugicum); f – camptonite with abundant pilite pseudomorphs after olivine (PPL, Lubná-Brant, Bohemicum).

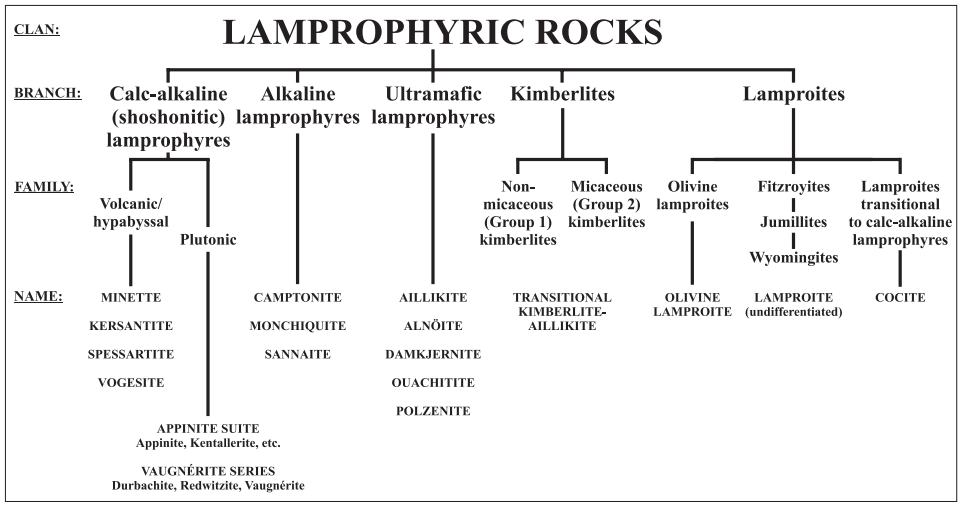


Obr. 2. Trend vývoje počtu publikací o lamprofyrech s patrným vlivem 2. světové války (Rock 1991).
Fig. 2. Trend in the number of scientific papers focused on the lamprophyres with visible influence of Word War II (Rock 1991).

(Rock 1991). Autor se v ní snažil o komplexní přístup ke všem horninám tzv. „lamprofyrického klanu", které rozdělil do pěti základních větví (oddělení): (1) vápenato-alkalické (šošonitové) lamprofyry, (2) alkalické lamprofyry, (3) ultramafické lamprofyry, (4) kimberlity, (5) lamproity (obr. 3). Každou větev podrobně mineralogicky i geochemicky charakterizoval. Pro mnoho vědců zabývajících se výzkumem kimberlitů a lamproitů je však jejich zařazování mezi lamprofyrické horniny nepřijatelné, a tak v průběhu 90. let začíná další diskuse o postavení lamprofyrů do níž Rock, který krátce po vydání své knihy v únoru 1992 tragicky umírá, nemůže již zasáhnout.

Zajímavě se ke členění lamprofyrů postavil Mitchell (1994). Tento autor považuje lamprofyry za polygenetickou skupinu hornin. R. Mitchell zavedl koncept tzv. „lamprofyrické facie", kdy v rámci jedné kogenetické horninové série mohou krystalizovat jednak horniny, které texturně odpovídají lamprofyrům, jednak horniny, které za lamprofyry považovat nelze.

Woolley *et al.* (1996) publikují návrh klasifikace lamprofyrů, lamproitů, kimberlitů a hornin bohatých kalsilitem, melilitem a leucitem. Autoři jednoznačně doporučují pracovat s lamprofyry jako se samostatnou skupinou hornin, kterou není nutné spojovat s lamproity či kimberlity. Toto samostatné pojetí lamprofyrů je následně akceptováno a zohledněno v klasifikačním schématu Britské geologické služby (Gillespie – Styles 1999), a také Subkomisí IUGS v její poslední klasifikaci vyvřelých hornin z roku 2002 (Le Maitre *et al.* 2002). Lamprofyry jsou tak definovány jako rozdílná skupina hornin, kterou nejde jednoduše chemicky odlišit od ostatních normálních vyvřelých hornin. Mezi lamprofyry je Subkomisí řazeno sedm typů (mineta, kersantit, vogezit, spessartit, camptonit, monchiquit, sannait), pro které jsou typické následující charakteristiky: (1) vyskytují se obvykle jako žíly a nepředstavují jednoduché texturní variety běžných plutonických a vulkanických hornin; (2) jsou to porfyrické meso- až melanokrátní horniny (výjimečně také ultramafické); (3) živce nebo zástupci živců jsou vázány na základní hmotu; (4) obvykle



Obr. 3. Hierarchické členění lamprofyrických hornin podle Rocka (1991).
Fig. 3. Hierarchical classification of lamprophyric rocks according Rock (1991).

obsahují podstatné množství biotitu (Fe-flogopitu) a/nebo amfibolu a někdy také klinopyroxenu; (5) hydrotermální alterace olivínu, pyroxenu, biotitu a plagioklasu jsou běžné; (6) kalcit, zeolity a další hydrotermální minerály se mohou vyskytovat jako primární fáze; (7) lamprofyry mají tendenci mít obsah K_2O a/nebo Na_2O, H_2O, CO_2, S, P_2O_5 a Ba relativně vysoký ve srovnání s ostatními horninami podobného složení. Termín „lamprofyrický klan" nebo „lamprofyrické horniny" (ve smyslu Rocka 1991; obr. 3) je Subkomisí IUGS zamítnut.

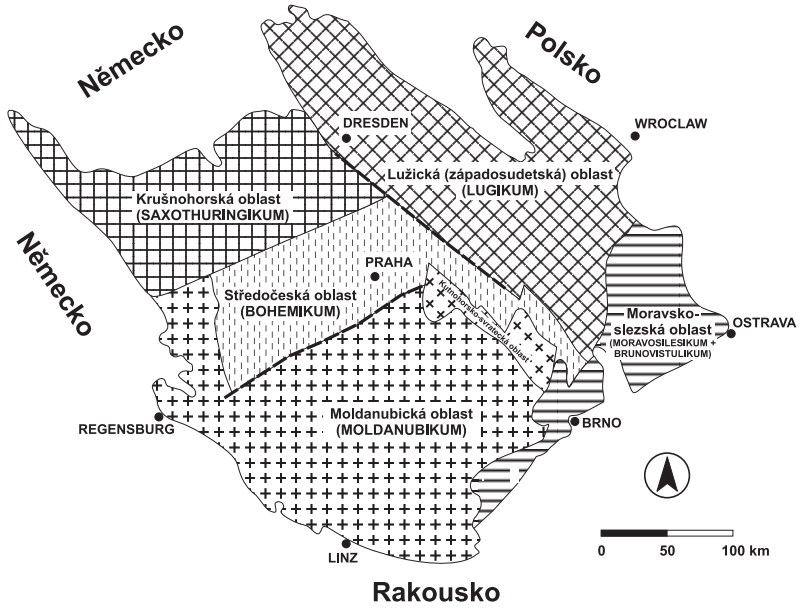
V posledním přehledu věnovaném lamprofyrům, který publikoval bývalý předseda „Subkomise IUGS pro klasifikaci a nomenklaturu vyvřelých hornin" Le Bas (2007), je mezi lamprofyry uvedeno pouze pět základních typů tak, jak je vyčlenil již H. Rosenbusch na konci devatenáctého století (tab. 1). Pomyslný kruh se tak uzavírá.

3. Související petrografické typy žil

Vývoj lamprofyrické taveniny bývá v různé míře ovlivňován procesy magmatické diferenciace. K nejrozšířenějším patří parciální tavení, frakční krystalizace a míšení magmat. Z tohoto důvodu vytváří lamprofyry jak složené žíly, tak bývají v terénu doprovázeny různými petrografickými typy žil. K velmi rozšířeným patří asociace s porfyrickými mikrodiority (plagioklas do An_{50}) a mikrogabry (plagioklas nad An_{50}). Tyto bezkřemenné žilné horniny, které bývají ve starší literatuře označovány jako dioritové a gabrové porfyrity, obsahují na rozdíl od lamprofyrů vyrostlice plagioklasů. Přibýváním vyrostlic draselného živce mohou přecházet přes porfyrický mikromonzodiorit (dříve syenodioritový porfyrit) do porfyrického mikrosyenitu (dříve syenitový porfyrit). Mají-li související žilné horniny vyšší podíl křemene mohou být analogicky označeny jako: porfyrické křemenné mikrogabro (křemenný gabrový porfyrit), porfyrický křemenný mikrodiorit (křemenný dioritový porfyrit), porfyrický mikrogranodiorit (granodioritový porfyrit) a porfyrický mikrogranit (žulový porfyr). Společně s lamprofyry vystupují v Českém masivu také peralkalické žilné horniny, které bývají nepřesně označovány jako alkalické/peralkalické minety, mikrosyenity a mikrogranity (viz. poznámka v kapitole 6 této práce).

4. Přehled výzkumů

V této kapitole autor uvádí komentovaný přehled výzkumů lamprofyrů a souvisejících žilných hornin ve všech šesti vyčleňovaných oblastech Českého masivu (obr. 4).



Obr. 4. Základní regionálně-geologické členění Českého masivu. Upraveno podle Mísař *et al.* (1983) a Zoubka (1985).

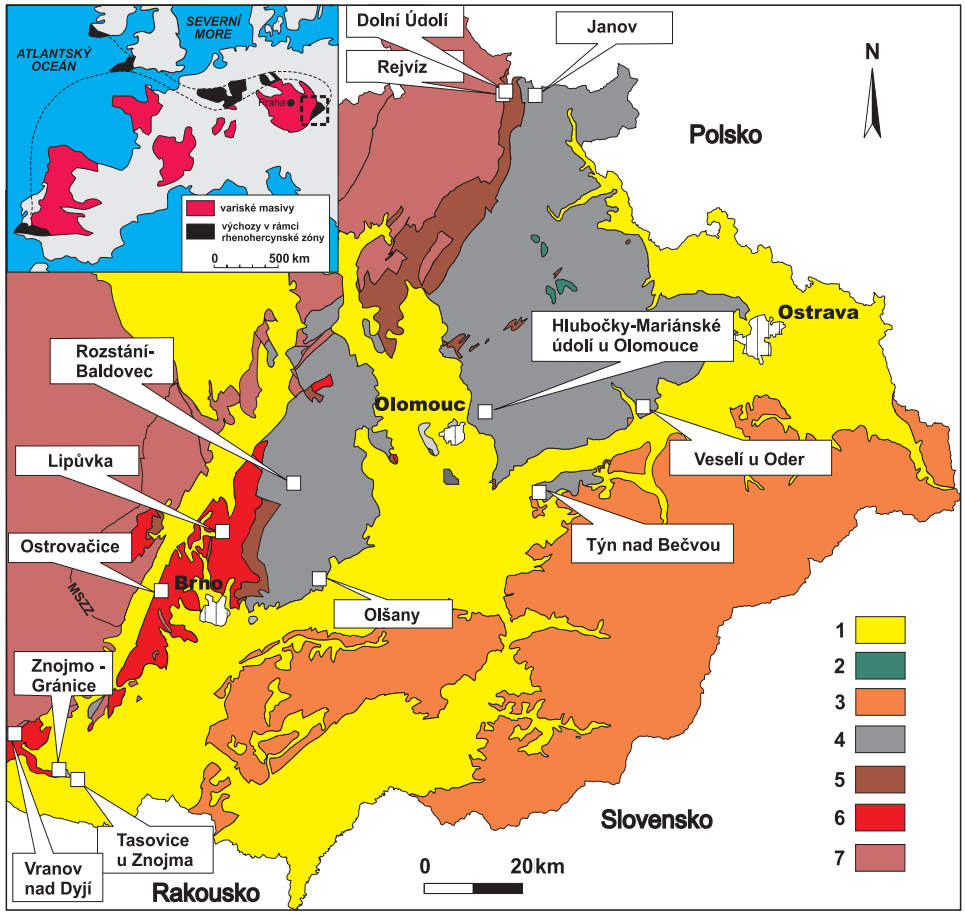
Fig. 4. Principal regional geological subdivision of the Bohemian Massif. Modified according Mísař *et al.* (1983) and Zoubek (1985).

4.1 Předmezozoické lamprofyry v moravskoslezské oblasti

Brněnský masiv

Podle autorů, kteří se zabývali výzkumem žilných hornin brněnského masivu v první polovině 20. století, jsou výskyty lamprofyrů v tomto masivu běžné. Popsány byly žíly minety, kersantitu, spessartitu a dokonce i vzácného vogezitu (např. Zapletal 1922, 1927–28, 1931–32 aj., Holetz 1923, Jarka 1949, Weber 1950). S těmito autory však nesouhlasí Gregerová (1977), která v 70. letech provedla nejkomplexnější studium mafických žilných hornin brněnského masivu. Mafické žíly, které podle autorky zpravidla strmě pronikají horninami obou granitoidních částí brněnského masivu i jeho metabazitovou zónou, odpovídají pouze různým varietám dioritových porfyritů, a nelze je v žádném případě označovat jako lamprofyry. U porfyrických variet tvoří vyrostlice nejčastěji plagioklas a amfibol, vzácněji plagioklas a pyroxen. Stáří žil od Blanska a Lhoty Rapotiny bylo pomocí K-Ar metody stanoveno na 309 až 324 Ma (Šmejkal 1964). Žíly jsou tedy variské a nepředstavují žilný doprovod kadomského brněnského masivu. Rozdílné označování žil jako žilný bazalt/andezit (Němec 1995a, Hanžl *et al.* 2000), dioritový porfyrit (Gregerová 1977) až spessartit (Hrabal 1984) souvisí například se studiem jednotlivých vzorků z různých částí zonálních žil (Gadas *et al.* 2007, Krmíček *et al.* 2007).

Doložené výskyty lamprofyrů s.s. v brněnském masivu jsou pouze dva (obr. 5). První představuje žíla minety nalezená během mapovacího kurzu v Ostrovačicích v roce 1993 (Přichystal pers. com.). Autor tohoto příspěvku měl možnost materiál z této žíly studovat.



Obr. 5. Geologické schéma české části moravskoslezské oblasti s vyznačením nálezů lamprofyrických žil. Vysvětlivky: 1 – platformní pokryv včetně permských sedimentů; 2 – neovulkanity; 3 – flyšové pásmo Západních Karpat; 4 – moravskoslezská oblast, kulmský vývoj; 5 – moravskoslezská oblast, spodní devon – spodní karbon; 6 – brunovistulikum; 7 – ostatní jednotky krystalinika Českého masivu; MSZZ – moravskoslezská zlomová zóna. Schéma vytvořeno na podkladě geologické mapy ČSSR 1:500 000 (Fusán *et al.* 1967).

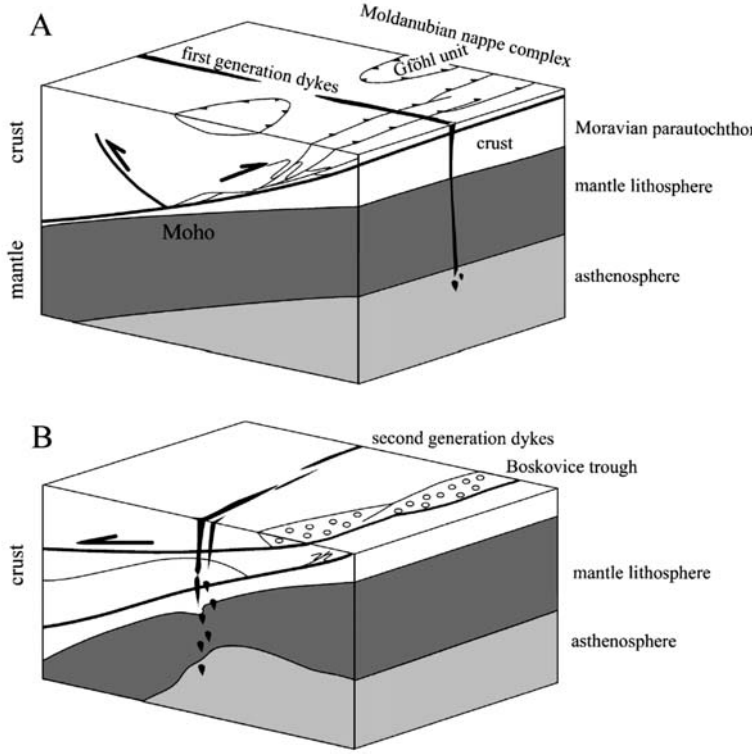
Fig. 5. Geological scheme of the Czech part of the Moravo-Silesian Region with occurrences of lamprophyric dykes. Explanations: 1 – platform cover including Permian; 2 – neovolcanites; 3 – flysch belt of Western Carpathians; Moravo-Silesian region; 4 – Moravo-Silesian region, Culmian development; 5 – Moravo-Silesian region, Lower Devonian – Lower Carboniferous; 6 – Brunovistulicum; 7 – other crystalline units of the Bohemian Massif; MSZZ – Moravo-Silesian Fault Zone. Based on geological map of Czechoslovakia 1:500 000 (Fusán *et al.* 1967).

Jedná se o mocnější žílu/těleso s hrubozrnou centrální částí, tvořenou vyrostlicemi flogopitu poikiliticky uzavřenými v okolním silně karbonatizovaném draselném živci. Flogopit i draselný živec obsahují velké množství automorfně omezených apatitových inkluzí. Druhou žílou je amfibolická mineta, která byla nalezena v opuštěném lomu u Lipůvky (Gregerová pers. com., Hanžl *et al.* 2000), respektive podél z. úpatí kopce „Maňová“ jv. od Lipůvky (Novobilský 1982).

Paraautochtonní část moravika – dyjský masiv

Z prostoru české části dyjského masivu byla popsána žíla spessartitu prorážející zbřidličnatělý granit u železniční stanice Znojmo – Gránice (Čtyroký a Batík *et al.* 1983). Autoři v tomto případě považují lamprofyr za žilný doprovod dyjského masivu (tedy kadomského stáří), podle názoru Krmíčka a Přichystala (2005) je však svrchnopaleozoického stáří podobně jako lamprofyry datované na rakouské straně.

Neubauer *et al.* (2003) publikovali práci zaměřenou na studium lamprofyrů z rakouské části dyjského masivu i přilehlého moldanubika. Autoři vyčlenili dvě generace žil. První generace má směr VJV–ZSZ a žíly mají slabou metamorfní foliaci. Stáří první generace bylo určeno datováním žíly prorážejícím granitoidy dyjského masivu (lom u Maissau) na 323 ± 3 Ma (Ar-Ar na biotitu). Druhá generace žil má směr SSV–JJZ, žíly jsou nedeformované s rozpětím věků mezi 315–306 Ma. Z charakteru a stáří žil autoři usuzují, že během 10–20 Ma došlo na jihovýchodním okraji českého masivu ke změně napěťového pole, a to od kompresního režimu vyvolaného deskovou kolizí po extenzní režim odrážející gravitační kolaps orogenu (obr. 6).



Obr. 6. Strukturní pozice dvou generací lamprofyrických žil na jv. okraji Českého masivu (Neubauer *et al.* 2003).

Fig. 6. Structural position of lamprophyric dykes (two generations) at the SE margin of the Bohemian Massif (Neubauer *et al.* 2003).

Obalové jednotky moravika

Zatímco ve svratecké klenbě nebyl výskyt lamprofyru doposud zaznamenán, ačkoliv zde po nich autor intenzivně pátral (například v širším okolí Železného na základě práce Rosického 1926), z dyjské klenby byly popsány žíly z bítešské, vranovské i šafovské skupiny.

První zmínku o žíle lamprofyru podal Suess (1908), který u osady Hammmern (u Vranova nad Dyjí) zaznamenal výskyt východozápadních žil kersantitu prorážejících bítešskou ortorulou.

Köhler (1933) popsal výskyty lamprofyrů na rakouské straně moravika v okolí obce Messern.

Weber (1947) podrobně zdokumentoval žílu pyroxenického kersantitu vystupující v opuštěném amfibolitovém lomu ve Švýcarském údolí s. od Vranova nad Dyjí. Žíla je v průměru 80 cm mocná a na několika místech dislokovaná podél mladších horizontálních poruch. V horní části lomu se od hlavní žíly odštěpuje asi 20 cm široká apofýza. Weber (1947) tuto žílu geneticky spojuje s třebíčským masivem.

Žíly v okolí Vranova nad Dyjí studoval Němec (1960, 1970). Lamprofyry tvoří vesměs východozápadní ložní žíly uklánějící se pod úhlem 30–40° k severu. Žíly ležící relativně severněji náleží podle autora řadě mineta-kersantit, žíly ležící relativně na jih obsahují amfibol a pyroxen a nemají slídy. Zaznamenány byly také žíly mikrogaber. Nejmohutnější popsanou žilou je 10 m mocný kersantit od Lančova vystupující ve stejnojmenné zátoce Vranovské přehrady. V rámci pozdějšího geologického mapování bylo zjištěno, že žíla prorážející granátické svory na s. břehu Lančovské zátoky má okrajovou zónu tvořenou spessartitem a střed tvořený pyroxenickým kersantitem (Jenček *et al.* 1984). Dále byla nově vymapována žíla kersantitu vystupující v údolí pod vranovským zámkem.

Autor tohoto příspěvku měl možnost žíly vystupující v okolí Vranova nad Dyjí blíže studovat. V centrálních partiích mají žíly složení pyroxenického kersantitu s vyrostlicemi biotitu a dokonale omezených klinopyroxenů, které mohou rovněž vytvářet glomerofyry. Jednotlivé žíly vykazují pouze malé variace v chemickém složení a odpovídají pravděpodobně jedné generaci. První výsledky geochemického modelování ukazují, že žíly byly generovány nízkým stupněm parciálního tavení (~2 %) z metasomaticky nabohaceného spinelového lherzolitu. Tento východozápadní žilný roj vystupuje také dále na západ v okolí Bítova a pokračuje tedy do moldanubika (Němec 1960).

Žílu lamprofyru s vyvinutou vnitřní foliací, která proráží bítešskou ortorulu u obce Schönberg, zmiňují Neubauer a Fritz (1994).

Během studia koronitového gabronoritu u Korolup, který vystupuje ve vratěnínské skupině moravika, se autorovi tohoto příspěvku podařilo v jeho okolí nalézt úlomky žíly spessartitu s Ti bohatým amfibolem – magneziohastingsitem.

Bazální „devonská“ klastika

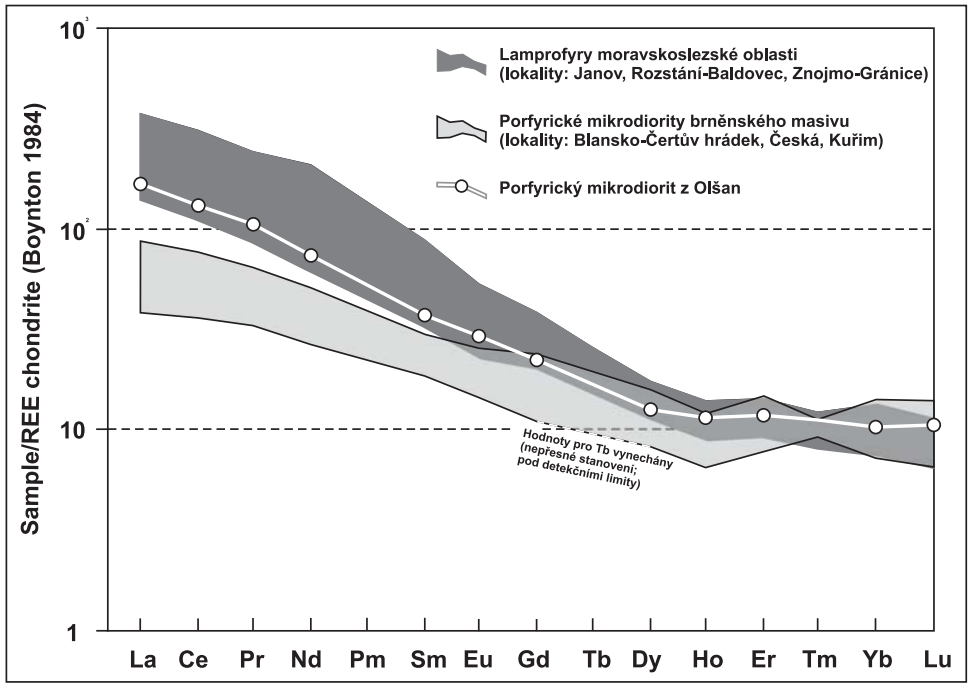
Ojedinělý výskyt dvou lamprofyrových žil byl popsán z lomu v Tasovicích v. od Znojma Přichystalem (1994a). Žíly minety zde prorážejí okolní bazální paleozoická klastika (křemenné a arkózovité pískovce až slepence), které leží na horninách dyjského masivu. Magmatická hornina má šedozelenou barvu a na okrajích má nápadnou plošně paralelní stavbu. Zbřidličnatění žíly je přikládáno anomálně rozdílnému charakteru okolních křemenných klastik a žíly, na níž se již při malém napětí mohla výrazně projevit deformace. Orientace žil je SZ–JV se sklonem 85° k SV. Pro žíly je charakteristická přítomnost vyrostlic flogopitů, a také zonálních Cr-spinelů v základní hmotě. Podle nepublikovaných výsledků Ar-Ar datování flogopitového koncentrátu z nedeformované centrální partie žíly (datoval M. J. Timmerman) je stáří této minety 325 milionů let. Průběh jedné z žil ověřili Šešulka a Krmíček (2008) pomocí pozemní Cs-magnetometrie.

Moravskoslezský spodní karbon (kulm)

Z prostoru Drahanské vrchoviny byl první nález lamprofyru zaznamenán teprve nedávno. Jde o žílu minety v lomu v Rozstání-Baldovci (Krmíček a Přichystal 2005). Magmatická žíla byla nalezena v polovině třetí etáže nad bází sesucené stěny. Pod strmým úklonem (85–90°) proráží okolní horniny a její mocnost je do 2 m. Žíla s orientací SZ–JV je bez patrné zonálnosti. V základní hmotě jsou dobře patrné lupínkovité vyrostlice flogopitu, hypautomorfně omezená zrna klinopyroxenu, pseudomorfózy po olivínu tvořené mine-

rály chloritové skupiny a magnetit. Jako výplň žilek a mandlí se objevuje především kalcit, křemen, ale i jehličkovitý K-živec a vzácně byl nalezen také analcim. Lemy okolo mandlí tvoří rovněž drobně jehličkovité K-živce, které se objevují také jako sférolity a protáhlé lišty v základní hmotě. Sférolitická mikrostruktura stejně jako přítomnost jemnozrnných okrajů svědčí pro rychlé chladnutí žíly. Podle nepublikovaných výsledků Ar-Ar datování flogopitového koncentrátu (datoval M. J. TIMMERMAN) je stáří této žilné intruze 274 milionů let. Jedná se o nejmladší doložené Ar-Ar stáří předmezozoického lamprofyru v Českém masivu.

V roce 2006 byly nalezeny fragmenty odtěžené mafické žíly v lomu na drobu v Olšanech na Drahanské vrchovině (KRMÍČEK *et al.* 2006). Na druhé etáži byly v suti poblíž styku severní a východní stěny objeveny ostrohranné úlomky (5–25 cm) jemnozrnného šedozeleného žilného magmatitu s nápadnými mandličkami (do 2 mm) vyplněnými SiO_2. Podařilo se dokonce nalézt kontakt této žíly s blokem droby. Podle mikroskopického popisu se jedná o žílu porfyrického mikrodioritu s hojným biotitem v základní hmotě. Žíla svým chemismem dobře zapadá mezi lamprofyry moravskoslezské oblasti a naopak se odlišuje od porfyrických mikrodioritů brněnského masivu (obr. 7).



Obr. 7. Srovnání distribuce prvků vzácných zemin porfyrického mikrodioritu z Olšan s lamprofyry moravskoslezské oblasti a porfyrickými mikrodiority brněnského masivu (upraveno podle KRMÍČKA *et al.* 2006).

Fig. 7. Correlation chondrite normalized REE patterns for porphyric microdiorite from Olšany with lamprophyres of the Moravo-Silesian Region and porphyric microdiorites of the Brno Massif (modified from KRMÍČEK *et al.* 2006).

Další výskyt představuje nález zajímavého tělesa lamprofyru vnikajícího do kulmských sedimentů (moravické souvrství) Nízkého Jeseníku na lokalitě Hlubočky-Mariánské údolí u Olomouce (ZAPLETAL a ZIMÁK 1994). Lamprofyr vytváří zdánlivě konformně ulo-

žené těleso (vrstevnatost má směr SSV–JJZ a úklon 40° k V) čočkovitého tvaru o délce 30 m a maximální mocnosti 2 m. Ve skutečnosti se však jedná o závěr mělce podpovrchové intruze s množstvím dílčích proniků podmíněných místně nižší propustností okolního skalního masivu (Zapletal a Zimák 1994). Autoři označili žílu jako camptonit, a uvažovali o kenozoickém stáří a souvislosti lamprofyru s neovulkanity. Hornina se však svým chemismem blíží více svrchnopaleozoickým lamprofyrům, na což upozornil Přichystal (1997). Na minerálním složení se podílí téměř kompletně přeměněné vyrostlice tmavých minerálů. Ojediněle byly zjištěny relikty klinopyroxenu. Podle tvaru dalších pseudomorfóz je možné dále uvažovat o olivínu či amfibolu. V základní hmotě pak kromě živců dominuje klinopyroxen (svým složením leží na rozhraní augit/diopsid) a hnědý amfibol odpovídající pargasitu a magneziohastingsitu (Zimák a Vávra 1998).

Volně lze k lamprofyrickým horninám moravskoslezské oblasti podle názoru Přichystala (1988) přiřadit žílu z lomu Podhůra u Týnu nad Bečvou (kulmské sedimenty kry Maleníku) a alterované magmatity zachycené vrty v okolí Veselí u Oder. Nově zhodnotili výskyt magmatických žil v lomu Podhůra Kropáč *et al.* (2007) a Dolníček *et al.* (2008). Vyvřelina vytváří ve stěně druhé etáže šest subparalelních pravých žil stálého směru SZ–JV s velmi strmým sklonem k JZ a s mocností dosahující až 120 cm. Žíly jsou vmístěny blízko sebe (vytvářejí žilný roj) a prorážejí okolní droby přibližně kolmo k vrstevním plochám. Na základě mikroskopického studia byla hornina klasifikována jako alkalickoživcový mikrodiorit.

K nejznámějším a početně nejvíce zastoupeným patří skupina lamprofyrů a semilamprofyrů (žíly s nižším indexem tmavosti; termín zavedl Wimmenauer 1973) stefanského stáří (302 ± 5 Ma; K-Ar na amfibolu) z okolí Janova ve Slezsku, které popsali Dvořák a Přichystal (1982). Magmatity tvoří nepříliš mocné pravé nebo ložní žíly (andělskohorské souvrství) s orientací S–J a SZ–JV (obr. 8). Na základě strukturních vlastností, mineralogického a chemického složení autoři klasifikovali žíly jako spessartity až vogezit-spessartity, minetokersantity až minety. Žíly tohoto roje pokračují také na polskou stranu (lokalita Jarnoltówek).

Silezikum

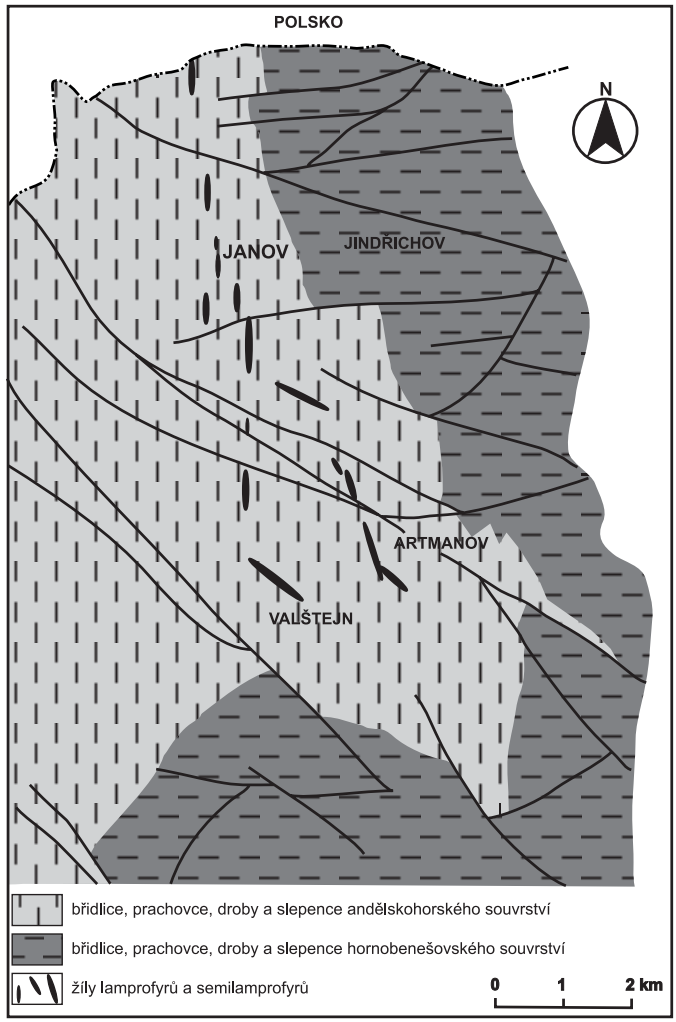
Wilschowitz (1939) nalezl v prostoru mezi Starým Rejvízem a Horním Údolím bloky jemnozrnné tmavošedé magmatické horniny s drobnými póry vyplněnými kalcitem. Podle jeho stručného popisu výbrusu se na modálním složení horniny podílí zejména špinavě hnědý biotit a lištovitý plagioklas o bazicitě oligoklasu až labradoritu. Chlorit pak představuje produkt přeměny po velmi vzácně se objevujícím diopsidu. Na základě petrografického zhodnocení autor usuzuje, že jde zřejmě o žílu lamprofyru – kersantitu. Wilschowitzovu lokalitu podrobně zpracoval Štelcl st. (1957). Na základě petrografického popisu nalezených úlomků se domnívá, že jde o eruptivní horninu, nejspíše žilné povahy, utuhlou nehluboko pod povrchem, která však nepředstavuje typický lamprofyr. Podle minerálního složení i provedených chemických analýz doporučuje označit horninu jako křemenný dioritový porfyrit. Přímý výchoz magmatické žíly, který je vzdálený přibližně 1 km severovýchodně od nejbližší lokality uváděné Wilschowitzem, nalezl při mapování v roce 1985 M. Opletal (obr. 9). Popis této žíly je však uveden až v práci Krmíčka a Opletala (2007). Výchoz magmatické žíly vystupuje na jihozápadní straně zářezu silnice Dolní Údolí – Ondřejovice, kde strmě proráží devonské fylity vrbenské skupiny. Žíla s pravou mocností 1 m má směr SSZ–JJV a sklon 85° k VSV, což je směr systému puklin kolmých k foliaci okolních fylitů. Podle mineralogického a geochemického popisu byla žíla označena jako porfyrický mikrodiorit. Geotektonická pozice žíly je spjatá s gravitačním extenzním kolapsem variského orogenu v moravskoslezské oblasti.

Krmíček (2007) prezentoval argumenty pro genetickou vazbu mezi lamprofyrickým a granitoidním magmatismem během formování žulovského plutonu. Skutečnost, že při genezi žulovského plutonu hrála významnou roli hybridizace lamprofyrickou taveninou nově podporují také výsledky autorova geochemického modelování. S užitím testu pro míšení magmat (Fourcade a Allègre 1981) je složení mafických mikrogranulárních enkláv žu-

lovského plutonu s velmi vysokou pravděpodobností (R^2 = 98 %) výsledkem míšení přibližně 75 % granitoidního a 25 % lamprofyrického členu. Obdobně lze pohlížet i na genezi severněji ležícího střelínského masivu (srov. LORENC 1994).

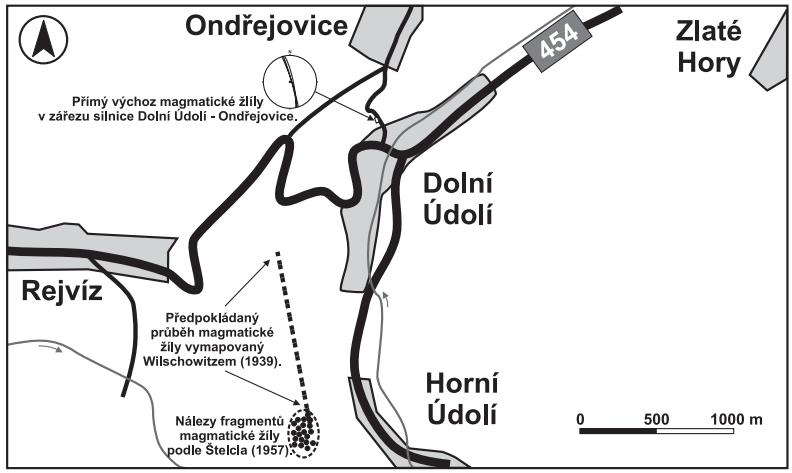
Hornoslezská pánev a severovýchodní okraj Českého masivu

Výskyty pozdně variských lamprofyrů až semilamprofyrů v rámci hornoslezské pánve jsou popisovány v její polské části. HEFLIK a MORYCZ (1991) studovali žíly z vrtu Jachówka 1. Lamprofyry až semilamprofyry pronikají produktivním svrchním karbonem a nebyly zachyceny v nadložních horninách svrchního triasu. Podle mineralogického složení odpovídají minetě. Autoři uvažují o genetické vazbě na pozdně variské granitoidní intruze.



Obr. 8. Orientace žil lamprofyrů a semilamprofyrů v okolí Janova ve Slezsku (upraveno podle DVOŘÁKA a PŘICHYSTALA 1982).

Fig. 8. Orientation of the lamprophyre and semilamprophyre dykes in the vicinity of Janov in Silesia (modified from DVOŘÁK a PŘICHYSTAL 1982).



Obr. 9. Topografická situace v okolí Dolního Údolí s vyznačením nálezů magmatické žíly (KRMÍČEK a OPLETAL 2007).
Fig. 9. Topographical situation in the vicinity of Dolní Údolí with finding of the magmatic dyke (KRMÍČEK a OPLETAL 2007).

CZERNY a MUSZYŃSKI (1998) studovali lamprofyry ze sv. okraje hornoslezské pánve. Petrograficky se jedná o semilamprofyry minetového typu. Geochemické odlišnosti ukazují na variabilitu jejich plášťového zdroje.

Geotektonická pozice permského vulkanického komplexu vystupujícího v okolí Krakova je spjatá s kolizí hornoslezského a malopolského bloku (ŻABA 1999). Díky společnému výskytu slídnatých lamprofyrů a bazaltů v rámci tohoto komplexu předpokládá RYKA (1961) existenci komagmatické bazalt-lamprofyrické aktivity. CZERNY a MUSZYŃSKI (1997) se domnívají, že za vznik všech hornin vulkanického komplexu jsou odpovědné tři typy tavenin: bazaltová, lamprofyrická a ryodacitická. Autoři vysvětlili proměnlivost obsahu stopových prvků v horninách s nízkým obsahem SiO_2 jako důsledek kolísání míry míšení bazaltových a lamprofyrických tavenin. Navržená hypotéza však nebyla pozitivně ověřena prostřednictvím nově provedeného geochemického modelování (SŁABY *et al.* 2007).

Boskovická brázda

Výskyty lamprofyrů v boskovické brázdě nebyly popsány. Z mafických žil jsou dobře zdokumentované četné posttektonické žíly bazaltických trachyandezitů až trachyandezitů, které jsou paralelní s orientací boskovické brázdy, a které prorážejí spodnopermskými rokytenskými slepenci v okolí Budkovic a Oslavan (např. PŘICHYSTAL 1994b, ŠEŠULKA a KRMÍČEK 2008).

4.2 Předmezozoické lamprofyry v moldanubické oblasti

Moldanubikum Šumavy a jižních Čech

Žílu „porfýru slídnato-křemenitého" na lokalitě „Čertova strouha" u Písku zdokumentoval již KREJČÍ (1880). Z uvedeného autorova petrografického popisu vyplývá, že se jedná o slídnatý lamprofyr.

Stručný přehled starších nálezů lamprofyrů na Strakonicku podali KODYM *et al.* (1961).

TROLL (1964) vymapoval lamprofyrické žíly, které prorážejí šumavskou větví moldanubického plutonu a okolními rulami v širším okolí Fürsteinu. Žíly odpovídají svým složením dioritovým porfyritům až kersantitům. Popisována je též přechodná varieta kersantitického dioritového porfyritu.

Výskyt unikátní minety s ortopyroxenem a zachovalým olivínem popsal Fišera (1974). Jeden metr mocná žíla proráží biotitickými migmatity u obce Brloh, která leží 10 km západně od Písku. Vyrostlice minety jsou tvořeny olivínem, ortopyroxenem a tmavou slídou. Základní hmota obsahuje především draselný živec, dále biotit, plagioklas, křemen a akcesorie. Olivín má přibližně 85 % forsteritové komponenty. Bývá postižen serpentinizací a lemován kelyfitickou obrubou dominantně tvořenou šedozeleným amfibolem. Pyroxen, který podléhá částečně přeměně na mastek, má obdobný kelyfitický lem. Obsahuje přibližně 85 % enstatitové složky a podle dříve užívané klasifikace odpovídá bronzitu.

Nález obdobných minet se zachovalým olivínem zdokumentovali na Prachaticku Vrána (1959) i Němec a Scharmová (1992). Mineta od Horního Kožlí obsahuje vyrostlice částečně alterovaného olivínu, klinopyroxenu a tmavé slídy. Výskyt ortopyroxenu je pak vázán na zchlazené okraje žíly. Stejně jako mineta z lokality Brloh obsahuje mineta od Horního Kožlí zajímavou asociaci sulfidických minerálů, jako je pyrhotin, chalkopyrit, pentlandit a gersdorffit. V minetě od Horního Kožlí byl navíc doložen druhý výskyt vzácného argentopentlanditu na našem území (Němec a Scharmová 1992).

Na základě nálezů minet s ortopyroxenem a olivínem publikoval D. Němec práce obecnějšího rázu, které jsou zaměřené jak na genetické postavení a význam ortopyroxenových minet (Němec 1993a), tak na původ olivínu v minetách (Němec a Sabatier 1993).

Machart (1976, 1979) zaznamenal na v. okraji Jemnice u Strakonic nález 10 m mocné žíly peralkalického mikrokvarcsyenitu až mikrogranitu. Tuto horninu charakterizuje zajímavá minerální asociace mikroklin – křemen – alkalický amfibol (draselný eckermanit!). Při popisu chemického složení autor upozorňuje na blízký vztah k lamproitickému magmatickému typu od něhož se hornina odlišuje pouze vyššími obsahy SiO_2. Na druhou stranu stejný autor považuje tento peralkalický mikrokvarcsyenit až mikrogranit za extrémní peralkalický diferenciál minetové diferenciační řady.

Ve východním a jihovýchodním okolí Prachatic byly popsány výskyty neobvyklých ultramafických žilných hornin, které jsou pravděpodobně geneticky svázány s lamprofyry. Jejich podrobnější petrografickou charakteristiku podal Hejtman (1975) a nově také Breiter (2007). Žíly vystupují v západním exokontaktu durbachitového plutonu Knížecího stolce. Převážně strmé, několik metrů mocné a pravděpodobně ne více než 100 m dlouhé žíly prorážejí ruly a granulity. Hlavní minerální součástí žil je flogopit a amfibol. Vzhledem k obsahu křemene a živců v hornině pod 10 % doporučuje Breiter (2007) označení amfibolický glimerit. Chemicky se žíly vyznačují nízkými obsahy křemíku (45–54 % SiO_2), hliníku (8–11 % Al_2O_3) a sodíku (0,3–1,3 % Na_2O) a vysokými obsahy hořčíku (11–17 % MgO), draslíku (3,3–5,5 % K_2O), fosforu (1,2–2,4 % P_2O_5), chrómu (500–1000 ppm) a niklu (200–600 ppm).

Němec (1987a) zhodnotil obsahy baria v horninách „minetové série". Průměrný obsah BaO roste s rostoucí alkalinitou horniny. Barium je vázáno ve draselném živci a tmavé slídě. Jeho nadbytek pak bývá v kersantitech zavázán nejčastěji v barytu. V alkalických žilách bývá dokonce součástí horninotvorných minerálů Ba.

Holub (1993) publikoval příspěvek věnovaný geochemii vybraných peralkalických žilných hornin popsaných v moldanubické oblasti. Studované horniny jsou zastoupené peralkalickým mikrogranitem (Jemnice u Strakonic), peralkalickým mikrosyenitem (Stařeč u Třebíče, Holašovice a Boršov nad Vltavou na Českobudějovicku) a křemenným melasyenitem od Nebahov na Prachaticku. Pro srovnání autor studoval také vzorek peralkalické minety odebraný u Štěchovické přehrady. Variace v horninovém složení i chemismu jednotlivých žil podle názoru Holuba (1993) vylučují možnost, že by mohlo jít o pokročilé diferenciály magmat běžných draselných lamprofyrů podle představy Němce (1977). Takové interpretaci odporují jak vysoké hodnoty relativní hořečnatosti a obsahy Cr, tak specifické poměry inkompatibilních prvků v těchto horninách (Holub 1993). Extrémní složení a variabilita žilných hornin je podle Holuba (1993) odrazem lokálních anomálií v minerálním a chemickém složení plášťového zdroje.

Výskyty žil kersantitů a porfyrických mikrodioritů na listu Kašperské Hory popsali Babůrek *et al.* (2001). Žíly mají shodnou orientaci ve směru SZ–JV. Podle předloženého popisu odpovídají kersantity spíše přechodné varietě kersantitického dioritového porfyritu, jak jej popisuje Troll (1964). Základní hmota žil je jemnozrnná a pohybuje se okolo 0,5 mm, vzácně dosahuje 1 mm. Hlavními minerály jsou plagioklas a biotit. Dalšími minerálními fázemi jsou amfibol, klinopyroxen, ilmenit a draselný živec. Plagioklas tvoří v „kersantitu" nahodile orientované vyrostlice až 2 mm velké (Babůrek *et al.* 2001).

Holub (2003a) podrobně charakterizoval křemenný melasyenit od Nebahov na Prachaticku, který původně popsal Hejtman (1975). Studovaná intruze obsahující richteritový amfibol má extrémní složení, které je podobné lamproitům popisovaným ve světě. Chemické složení melasyenitu je však podle Holuba (2003a) natolik specifické, že pravděpodobně nepředstavuje chemismus magmatu parentálního k ostatním subaluminickým až peralkalickým žilným horninám moldanubické oblasti. Hornina se vyznačuje vysokými obsahy inkompatibilních prvků s malým iontovým potenciálem (Rb, Cs, Ba). Na rozdíl od všech ostatních dosud analyzovaných ultradraselných hornin moldanubické oblasti jsou zde však extrémně snížené obsahy inkompatibilních prvků s velkým iontovým potenciálem (Nb, Ta, Hf). Extrémní je deficit u Zr (23–29 ppm).

Vrána (2004) charakterizoval severojižní žilný roj augitických křemenných mikromonzodioritů vystupujících východně od Sušice. Žíly obsahují xenolity augitických gaber a biotitických pararul. Žíly mají obdobný chemismus a Sr-Nd izotopickou signaturu jako intruze mikrogranodioritů vystupující blízko Veselí n. Lužnicí. Ty byly datovány metodou Ar-Ar na amfibolu jako permské (270 ± 2 Ma; Košler *et al.* 2001).

Výskyty biotitických granodioritových porfyritů v kaplickém zlomovém pásmu popsali Vrána *et al.* (2005). Geochemická data ukazují na genetickou vazbu s centrální a okrajovou facií biotitického granodioritu typu Freistadt. Jeho stáří získané na monazitu je přibližně 300 Ma.

Afanitické mafické žíly bazaltového až andezitového složení, které vystupují v rámci granitoidních plutonů a krystalinických komplexů moldanubika (například žíly popsané Vránou 2004) a částečně také saxothuringika, stručně zhodnotil Holub (2008). Autor uvažuje o možnosti, že tyto mafické žíly mohou představovat intruzivní protějšky permokarbonských „melafyrů".

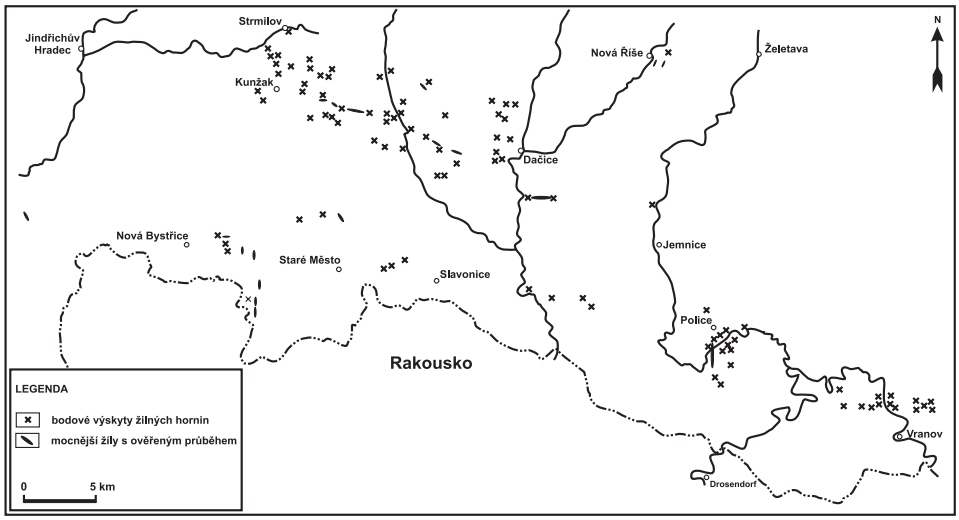
Strážecké moldanubikum

Intruzivní magmatické horniny, které vystupují ve strážeckém moldanubiku, kolísají složením od ultrabazických až po kyselé typy (Stárková *et al.* 1993). I když z tohoto krystalinika zatím neznáme výskyty žilných lamprofyrů s.s., můžeme zde (např. v okolí Nového Města na Moravě) nalézt drobné posttektonické ultradraselné intruze durbachitové série s nově ověřeným radiometrického stářím ~339 Ma (Verner *et al.* 2009).

Západomoravské moldanubikum, třebíčský a moldanubický pluton

První zmínku o výskytu žíly kersantitu na Třebíčsku přináší Foullon (1883). Také Suess (1901) popisuje v okolí Třebíče výskyty lamprofyrů. Hinterlechner (1913) zaznamenal nálezy několika žil spessartitů a dioritových porfyritů na Jihlavsku.

F. Němec (1934) přináší podrobný popis žíly pyroxenického kersantitu nalezeném při exkurzi vedené Prof. Rosickým v obci Nová Říše. Kulovitě zvětrávající přibližně 2 metry mocná žíla má orientaci SV–JZ a uklání se pod úhlem 65° k JV. Prostupuje podél foliace okolních biotitický rul. Žíla je dominantně tvořena vyrostlicemi chloritizovaného pyroxenu a biotitu, v základní hmotě dominují lištovité živce, apatit a rudní minerály. Autor si rovněž všiml výskytu křemenných xenokrystů: „Cizí zrna křemenná jsou buď jednotlivá nebo spojená do skupin. Obrys jejich je zakulacený a obklíčena jsou kelyfitickým věncem, tvořeným chloritem a uhličitanem. Oba tyto nerosty zajisté pseudomorfují zrnka pyroxenu respektive amfibolu, původně kelyfit skládající".



Obr. 10. Výskyty žilných hornin vystupujících v jižní části Českomoravské vrchoviny (Němec 1970).
Fig. 10. Distribution of dyke rocks in the southern part of the Bohemian-Moravian Highland (Němec 1970).

Kodym a Odehnal (1951) podávají stručnou zmínku o dvou výskytech amfibolických dioritových porfyritů na lokalitách Mastník a Kojetice.

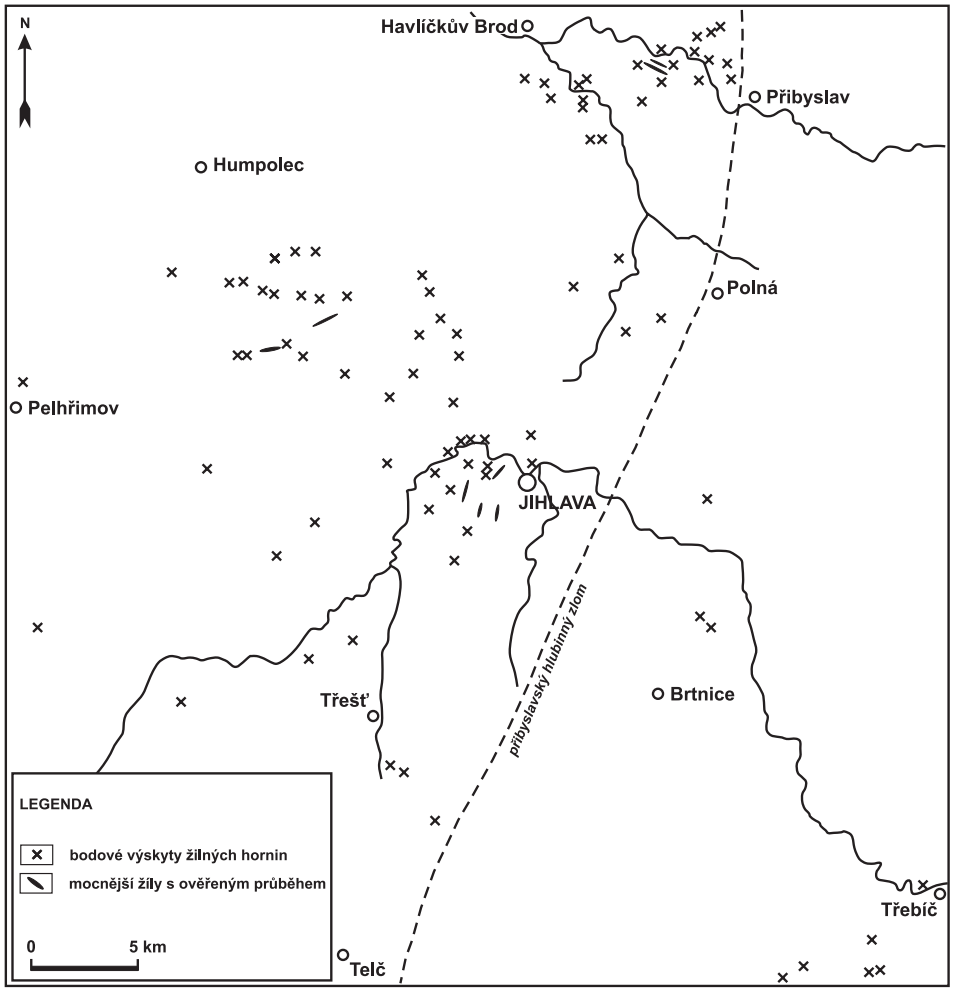
V okolí Římova popsal Weiss (1955) nálezy obdobných amfibolických dioritových porfyritů. Ve vyrostlicích se uplatňuje amfibol a bazický andezin. Ortoklas obklopuje ve formě xenomorfních zrn amfibolové i plagioklasové vyrostlice. V akcesorickém množství se objevuje titanit, apatit, magnetit, zirkon i granát.

Němec (1960) stručně shrnuje první výsledky svého studia žilných hornin vystupujících v jižní části Českomoravské vrchoviny (lamprofyry, mikrodiority aj.). Žíly jsou podle autora soustředěny do několika pásem (obr. 10). Nejvýchodnější pásmo probíhá mezi Bítovem a Šumnou a zasahuje i do moravika (pásmo vranovské). Další pásmo je v okolí Police (pásmo polické) a blízko Nové Říše (pásmo novoříšské). Nejmohutnější je pásmo, které se táhne v délce 20 km a šířce 5 km od Dačic až ke Kunžaku a Strmilovu (pásmo dačicko-kunžacké). Toto pásmo zasahuje podstatnou částí do centrálního masivu moldanubického plutonu.

Němec (1966a) zkoumal albitizaci plagioklasů v lamprofyrech z Českomoravské vrchoviny, středočeského plutonu, Rychlebských hor a skupiny Králického Sněžníku. Podle jeho pozorování je výskyt primárního albitu v žilách ojedinělý. Dominuje sekundární albit vzniklý alterací bazičtějších živců.

Bubeníček (1968) zmiňuje v rámci žilného doprovodu třebíčského masivu také výskyt lamprofyrů. U Kožichovic je to 0,5 m mocná žíla peralkalické minety. Mezi Příštpem a Ohrazenicemi jde o úlomky spessartitové žíly mocné přibližně 5 až 8 m.

Němec (1970) publikuje obsáhlou práci zaměřenou na lamprofyrické a lamproitní žíly vystupující v jižní části Českomoravské vrchoviny. Autor vymapoval celkem 117 žil (obr. 10). Jejich složení kolísá od mikrogaber k mikrogranitům. Žíly jsou relativně hodně hořečnaté a mají zvýšený obsah alkálií. Ve studovaném území byly rozlišeny dvě diferenciační série. První je vápenato-alkalická a zahrnuje gabroidní, dioritické a granitické žíly. Druhá série je draselná a spadají do ní žíly lamprofyrů a peralkalické žíly. Chemická variabilita žilných hornin odráží kromě diferenciačních procesů rovněž vliv kontaminace primárního magmatu. Lamprofyry a lamproity představují podle názoru autora kontaminované tholeitické magma. Kyselé žilné horniny jsou geneticky spojené s centrálním masivem moldanubického plutonu.



Obr. 11. Výskyty žilných hornin vystupujících v severní části Českomoravské vrchoviny (Němec 1975a).
Fig. 11. Distribution of dyke rocks in the northern part of the Bohemian-Moravian Highland (Němec 1975a).

Možným vztahem lamprofyrů a hydrotermálních rudních žil na území Českomoravské vrchoviny, které bývají často vázány na tytéž geologické struktury, se zabýval například Němec (1965a, 1971), nebo Pluskal a Zajíček (1985). Některé lamprofyry z oblastí výskytu barytových žil obsahují baryt ve výplni mandlí a ve výplni pseudomorfóz po vyrostlicích. Lamprofyry rovněž mohou vykazovat zvýšené obsahy stříbra. Podle názoru Němce (1971) je však možné genetické sepětí magmatických a hydrotermálních žil v této oblasti jen velmi volné.

Němec (1972a) a později také Schulze *et al.* (1985) studovali chemismus tmavých slíd z žilných hornin Českomoravské vrchoviny, středočeského plutonu, Rychlebských hor a skupiny Králického Sněžníku. Slída minet, kersantitů a peralkalických žil odpovídá svým složením nejčastěji flogopitu. Chemismus flogopitů ukazuje na krystalizaci z taveniny generované ve svrchním plášti. V souvislosti s diferenciací magmatu se vyvíjí i složení slíd.

Žíly lamprofyrů a lamproitů severní části Českomoravské vrchoviny souhrnně zhodnotil Němec (1975a). Jde o žíly vystupující zejména na Třebíčsku, Jihlavsku a Havlíčko-

brodsku (obr. 11). Podle názoru autora bylo primární magma pro většinu mafických žil vystupujících ve sledované oblasti jednotné a svým složením nejvíce odpovídalo bazickému kersantitu a spessartitu. Kyselé žíly nejsou v genetické relaci s bazickým typem žil.

Výskyt jeden metr mocné žíly spessartitu, který proráží horninami jihlavského masivu jv. od Střížova, popsali Veselá *et al.* (1988).

Výsledky mapování žilných hornin na listu Jihlava shrnují Veselá *et al.* (1989). Největší zjištěná mocnost lamprofyru je 10 m u žíly vystupující j. od Kosova. Délka některých žil dosahuje až 1 000 m. Žíly se často větví, jako je tomu například u žíly pyroxenického kersantitu 700 metrů j. od osady Bukovno-Lesnov. Část rozvětvené žíly má směr V–Z, část SV–JZ. Kontakt lamprofyrů s okolní horninou je vždy ostrý.

Žilné horniny v okolí Třebíče podrobně charakterizoval Němec (1978, 1993b). Autor zde vyčlenil čtyři horninové typy: pyroxenické granodioritové porfyrity, xenolitické dioritové porfyrity, amfibolické spessartity a alkalické žíly. Geneticky nejzajímavější jsou alkalické žíly, pro které je typická minerální asociace draselný amfibol – mikroklin ± flogopit ± egirín ± křemen. Podle nepublikovaných dat autora této práce jsou zmiňované žíly charakterizovány vysokou hodnotou relativní hořečnatosti, intermediálními obsahy SiO_2 společně s peralkalickým, perpotasickým a ultradraselným složením srovnatelným s mediteránním typem lamproitů (např. Prelević *et al.* 2008). Navíc je na ně vázána unikátní Ba-Ti-Zr mineralizace (baotit-benitoit-bazirit-henrymeyerit). Všechny horninové typy žil jako na Třebíčsku se vyskytují také v dolnorakouské Lesní čtvrti v okolí Raabsu. Rakouské alkalické žíly obsahují také obdobnou Ba-Ti-Zr mineralizaci (nepublikovaná data autora této práce a jeho spolupracovníků).

Výskyty slídnatých lamprofyrů v okolí Jemnice zmiňuje Melichar (1985). Podrobněji byla zdokumentována 60 cm mocná žíla minety, která proráží mramory a amfibolity gföhlské jednotky v lomu „Na Jemničkách" (Jenček *et al.* 1986, Melichar a Houzar 2005).

Podle výsledků mapování Jenčeka *et al.* (1986) vystupuje jižně od Dešné žíla mocná 15 až 20 metrů. Hornina, která má téměř rovnoměrně zastoupené vyrostlice tmavé slídy a amfibolu společně s převládajícím draselným živcem v základní hmotě, odpovídá amfibolické minetě až vogezitu.

Němec (1991a) podrobně popisuje výskyty dioritových porfyritů s hojnými apoperidotovými a amfibolitovými xenolity na sedmi lokalitách západně od Třebíče a u obce Süssenbach v Rakousku. Přítomnost xenolitů zvyšuje celkovou hodnotu relativní hořečnatosti studovaných žil. Němec (1991a) vyslovuje názor, že některé intermediální žíly v jiných oblastech (např. ve středočeském plutonu: Němec 1974b, Žežulková *et al.* 1977) se zvýšenou hodnotou relativní hořečnatosti, mohly být původně kontaminovány plášťovými xenolity.

Parat *et al.* (2010) nově publikovali výsledky experimentálního studia fázových asociací mafického durbachitu (SiO_2 ~ 53 hm. %) třebíčského masivu za *P-T* podmínek 100 až 200 MPa, 900 až 1 100 °C a různé aktivity H_2O a fugacity kyslíku. Mimořádně zajímavý výsledek této studie představuje pozorovaná krystalizační sekvence s olivínem, flogopitem a augitem, která je velmi dobře srovnatelná se sukcesním vývojem u slídnatých lamprofyrů (srov. Esperança a Holloway 1987, Righter a Carmichael 1996).

Moldanubikum dolnorakouské Lesní čtvrti (Waldviertel)

Becke (1883) popisuje v oblasti povodí řeky Kamp výskyty žil kersantitu, syenitu, dioritového porfyritu a menších gabrových intruzí. Autor upozorňuje na vyšší stáří gaber, které byly (na rozdíl od kersantitů) ovlivněny dozvuky metamorfózy okolních hornin.

Köhler (1928) chemickou analýzou několika typů žilných hornin z dolnorakouské Lesní čtvrti (lamprofyr, dioritový porfyrit, syenitový porfyr) zjistil, že mají nápadnou alkalickou povahu.

Dodnes citovanou je práce Hackla a Waldmanna (1935) popisující nálezy alkalických žilných hornin protínajících rulové série v okolí obcí Raabs, Thures a Karlstein. Podle autorů tvoří žilné horniny samostatnou diferenciační řadu. Proto byly do geologické lite-

ratury uvedeny pod novými názvy jako raabsit (peralkalická mineta), thuresit (peralkalický mikrosyenit) a karlsteinit (peralkalický mikrogranit). Užívaní těchto lokálních názvů se však nedoporučuje (ROCK 1991).

NĚMEC (1972b) zhodnotil výskyt žilných hornin v širším okolí Raabsu. Nejčetnější jsou podle autora žíly pyroxenických granodioritových porfyritů. Dále jsou zastoupené žíly peralkalických mikrosyenitů až mikrogranitů, amfibol-biotitických křemenných dioritových porfyritů a albitizovaných gabroidních hornin. Žíly pravděpodobně představují několik různých intruzivních událostí.

NĚMEC (1987b) popisuje výskyt horninotvorného minerálu s bariem – baotitu ($Ba_4Ti_8Si_4O_{28}Cl$) v rámci peralkalických žilných hornin „minetové diferenciační série" na lokalitách Jarolden, Karlstein a Šebkovice.

Variace ve složení draselných amfibolů z alkalických žil na Třebíčsku a ve Waldviertelu studoval NĚMEC (1988a, 1993b). Amfiboly náleží draselným ekvivalentům řady richterit-arfvedsonit a winchit-riebeckit.

GNOJEK a PŘICHYSTAL (1997) zmiňují výskyty lamprofyrů (mineta, spessartit) a granodioritových až dioritových porfyritů na rakouské straně centrálního masivu moldanubického plutonu. Autoři zaznamenali rovněž nález granitových až granodioritových porfyrů s anomální magnetickou susceptibilitou. Podle názoru autorů jsou výše uvedené žíly nejmladším projevem variské magmatické aktivity v rámci studovaného území.

Blanická brázda

Výskyty lamprofyrů v blanické brázdě nejsou známé. VRÁNA a JANOUŠEK (1999, 2006) popisují postkolizní žíly pyroxen-biotitických křemenných monzodioritů od Štěpánovic a Veselí n. Lužnicí, které jsou vázané na zlomové pásmo blanické brázdy. Žíla od Veselí n. Lužnicí byla datována KOŠLEREM *et al.* (2001) na 270 ± 2 Ma (Ar-Ar na amfibolu). Žíly jsou obdobné žilám sušického žilného roje (VRÁNA 2004).

Jihlavská brázda

V rámci jihlavské brázdy zmiňuje KOUTEK (1939) bez bližšího popisu nález žíly syenitového porfyru, která údajně proráží kru nemetamorfovaných polymiktních slepenců zaklesnutých v biotit-sillimanitických pararulách u Stříbrných Hor. Petrografické studium na této zajímavé a málo známé lokalitě nově provedla VOMELOVÁ (1998). Autorka výskyt žíly nenalezla, avšak ani nijak nezpochybnila. Ve valounovém složení slepence jsou zastoupeny horniny z okolního moldanubika. Přibližně 80 % tvoří valouny biotit-sillimanitických a biotitových parararul. Zajímavý je údaj o zastoupení valounů syenitového porfyru, který tvoří ve slepenci celých 7 %. V tmelu slepence se uplatňuje vulkanogenní příměs, která je představovaná fragmenty vulkanického křemene a živců. Autorka uvažuje o svrchnokarbonském až spodnopermském stáří studovaného slepence.

Na základě provedeného studia VOMELOVÉ (1998) se autor této práce domnívá, že Koutkem popsaná žíla pravděpodobně neexistuje, respektive, že na lokalitě autor nalezl pouze fragmenty syenitového porfyru pocházející z valounového materiálu tohoto slepence. Zajímavá informace o vulkanogenní příměsi v tmelu slepence ukazuje na důležitou synsedimentární permokarbonskou vulkanickou aktivitu (spojenou se vznikem brázd), kterou známe také z reliktů permských hornin v Železných horách, a dále také z boskovické brázdy nebo orlické pánve (KRMÍČEK *et al.* 2010).

4.3 Předmezozoické lamprofyry v kutnohorsko-svratecké oblasti

Kutnohorské krystalinikum

Lamprofyry z kutnohorských dolů studoval již koncem 19. století VYRAZIL (1889). Vzorky pocházely z hloubky 120 a 180 metrů a petrograficky odpovídaly pyroxenické minetě.

Nejpodrobnější zhodnocení lamprofyrů na Kutnohorsku provedl Losert (1962). Autor popsal výskyt minety prorážející dvojslídnými pararulami pod zámkem Roztěž, a také výskyt žíly minety, pronikající podél foliace dvojslídných pararul v lomu u silnice Dobřeň-Karlov. Ve svém článku se J. Losert nejvíce zaměřil na podrobný petrogenetický popis faciálně proměnlivých amygdaloidních lamprofyrů vystupujících v důlním poli Panské jámy v Kutné Hoře-Kaňku. Žíly amygdaloidních lamprofyrů jsou zde 2 až 6 metrů mocné a prorážejí severojižním směrem biotitickými a dvouslídnými pararulami a migmatity malínské skupiny. Na některých místech pronikají podél kontaktu lamprofyrů s okolní horninou také rudní žíly (autor uvažuje o možném genetickém sepětí). Lamprofyry mají proměnlivou zrnitost i minerální zastoupení, které kolísá mezi minetou a kersantitem. Minety obsahují tmavou slídu, pilitické pseudomorfózy po olivínu, diopsid, albit, draselný živec, apatit, magnetit, pyrit, křemen a kalcit. Kersantity obsahují navíc plagioklasy o bazicitě anzedinu až labradoritu. Na hrubozrnější partie lamprofyrů je vázána přítomnost nepravidelně rozptýlených kulovitých nebo elipsoidálních mandlí dosahujících velikosti až 6×6 mm. Ze zvětralých partií lamprofyrů se mandle dají lehce vyloupnout, protože jsou obaleny biotitovou slupkou. Ve výbruse je patrné, že většina mandlí je obklopena polygonem přímočarých lístků biotitu, které jsou orientovány zhruba tečným směrem k obrysu mandle (obr. 12). Polykrystalickou výplň mandlí tvoří především alkalické živce, křemen a kalcit. Mezi vnitřkem mandlí a okolní horninou lze pozorovat spojení, projevující se tím, že některé jemnozrnné živcové agregáty nebo kalcitová zrna zasahují z mandle do okolní horniny. Výše popsané mandle bývají považovány za specifický typ ocellárních výplní lamprofyrů – segregační vezikuly (např. Mauger 1988, Rock 1991, Holub 2003b). Mandlovcovité lamprofyry byly na Kutnohorsku pozorovány u žil ve stometrových hloubkách. Uvážíme-li intenzivní denudaci variského reliéfu, je velmi pravděpodobné, že tyto textury mohou vznikat v hloubkách několika set metrů, případně i několika kilometrů (Losert 1962). Losertova sukcesní interpretace mineralogického vývoje intruzí mandlovcových lamprofyrů na Kutnohorsku má obecnější platnost pro petrogenezi lamprofyrů: (1) intruze lamprofyrického magmatu do trhlin v okolní hornině; (2) krystalizace olivínu; (3) krystalizace apatitu; (4) krystalizace diopsidu; (5) vytvoření plynných bublin, vzniklých uvolněním plynů z taveniny při poklesu tlaku (pomalý vzestup plynů v lamprofyrových žilách zdůrazňuje Smith 1946); (6) krystalizace tmavé slídy, která vytváří jednak lišty obrůstající olivín i diopsid, jednak roste ve směru tečných rovin k povrchu bublin; (7) krystalizace plagioklasů základní hmoty; (8) krystalizace draselného živce v mezerách základní hmoty mezi krystaly starších minerálů, dále krystalizace draselného živce v dutinách vzniklých únikem nebo resorpcí plynů do kterých pronikla zbytková frakce, a také krystalizace draselného živce v žilkovitých útvarech rovnoběžných s okraji žíly; (9) krystalizace (sekundárního) albitu v základní hmotě a v dutinách mandlí; (10) krystalizace křemene (z části pochází z rozkladu starších silikátů) v základní hmotě a v dutinách mandlí; (11) krystalizace kalcitu ve zbylých intersticiálních prostorech, a také v dutinách mandlí, kde z části koroduje alkalické živce.

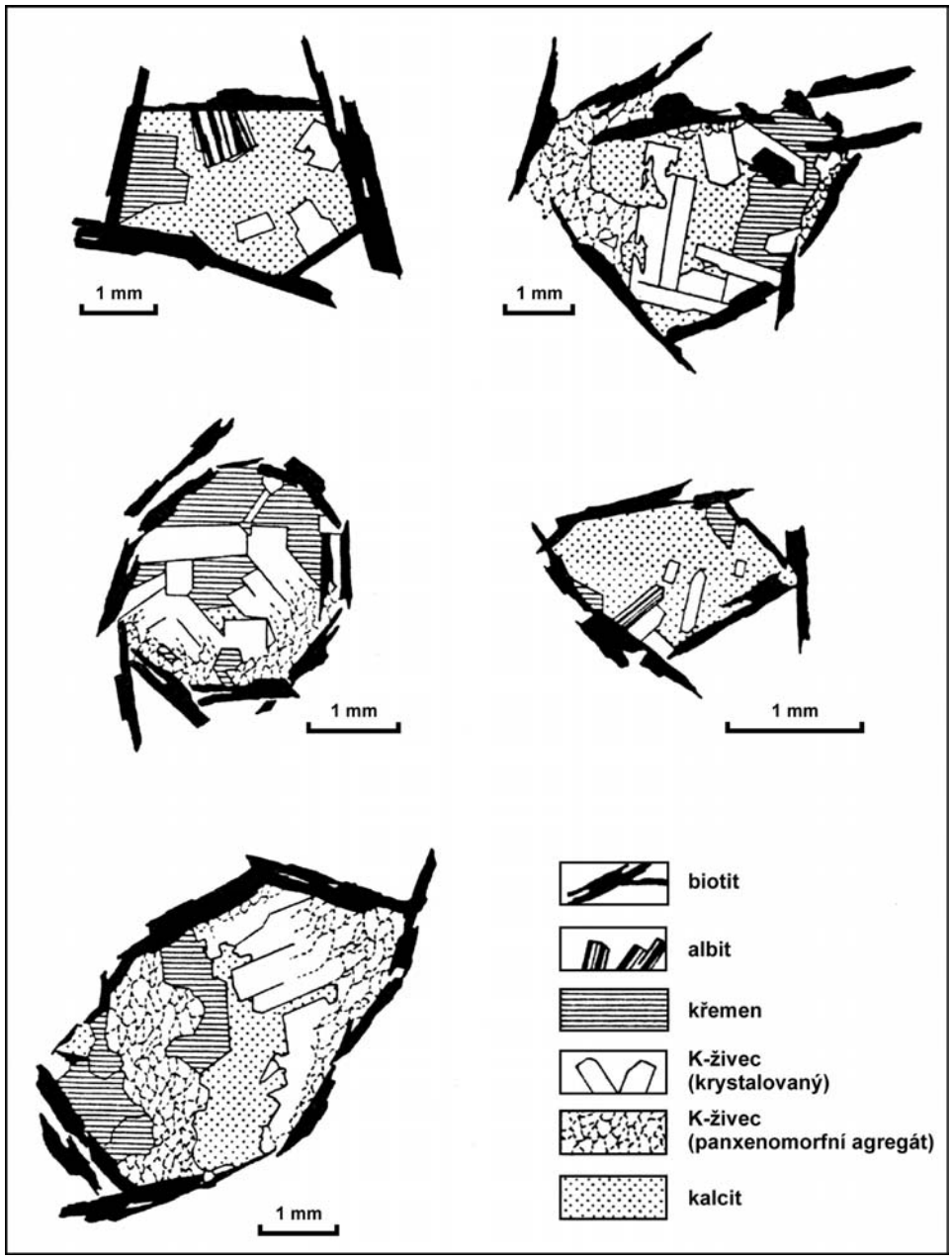
Seifert a Sandmann (2006) si všímají genetické vazby postkolizního lamprofyrického magmatismu a výskytu polymetalických žil relativně nabohacených o indium v krušnohorské oblasti. Při srovnání s ostatními oblastmi autoři upozorňují také na vysoký obsah tohoto prvku v kutnohorských sfaleritech (v průměru 0,1 hm. %) a možné genetické sepětí s intruzemi slídnatých lamprofyrů.

Ohebské krystalinikum

V ohebském krystaliniku nebyly zaznamenány výskyty žil lamprofyrů.

Svratecké krystalinikum

Z celého území svrateckého krystalinika nejsou známy lokality s výskytem lamprofyrů.



Obr. 12. Složení a mikrostruktura mandlí z lamprofyrů kutnohorské oblasti (podle Loserta 1962).
Fig. 12. Composition and microstructure of the amygdales in the lamprophyres from the Kutná Hora Unit (according Losert 1962).

4.4 Předmezozoické lamprofyry ve středočeské oblasti

Kralupsko-zbraslavská skupina

Slabě metamorfované horninové komplexy sz. části barrandienského neoproterozoika jsou kromě granitoidů složeného čistecko-jesenického plutonu proniknuty také velkým množstvím ultramafických až felsických žilných intruzí a drobných pňů. Jejich petrografickému studiu byla věnována řada publikací. Za základní publikaci je považována práce Slavíka (1902), na kterou potom navázali Orlov (1928), Pauk (1930, 1936), Ulrych *et al.* (1976), Fediuk a Fediuková (1989) nebo Dolejš (1995, 2008a). Citace dalších autorů může případný zájemce najít v souhrnném zhodnocení intruzívních hornin z. a sz. Čech, které publikoval Hejtman (1984). Mezi intruzemi jsou v sz. části barrandienského neoproterozoika významně zastoupeny také amfibolické lamprofyry s převažující východozápadní orientací, pro které je charakteristická přítomnost titanem bohatých amfibolů (Fediuk 2005a, Krmíček *et al.* 2009). V minulosti byly popisovány pod různými názvy jako žilné diority blízké odinitům, odinity, camptonity a spessartity. Zcela sporadicky se ve studovaném území objevují také slídnaté lamprofyry. Dolejš (1995) řadí výskyty amfibolických lamprofyrů v této oblasti ke dvěma odlišným skupinám. První skupinu představují horniny „appinitového texturního typu" vystupující na Rakovnicku i Plassku. Typická minerální asociace této skupiny je podle Dolejše (1995): hnědý amfibol, kyselý plagioklas a magnetit. Patří sem jak výskyty žilných camptonitů (SiO_2-nenasycené, ne-normativní), spessartitů a mikrodioritů, tak výskyty zonálních těles alkalických dioritů, meladioritů až hornblenditů. Jak nově vyplývá z práce Dolejše (2008b) a Krmíčka *et al.* (2009), je příbuznost s appinity pouze modální a texturní, nikoliv chemická a petrogenetická. Z tohoto důvodu je aplikace termínu „appinitové" pro barrandienská intruziva do značné míry zavádějící. Druhou skupinu představují amfibolické lamprofyry, které jsou prostorově vázané především na drobné intermediální intruze mezi Rakovníkem a Plasy (Kralovice, Kožlany, Lubná aj.). Tento sv.–jz. orientovaný pruh označuje Dolejš (2008b) termínem kožlanská intruzívní zóna. Odlišnost žil kožlanské intruzívní zóny spočívá podle Dolejše (1995) v přítomnosti zeleného amfibolu, ilmenitu vedle magnetitu, v obsahu drobných plagioklasů, které bývají zpravidla zonální a bazičtější oproti žilám první skupiny. Krmíček *et al.* (2009) shrnují hlavní mineralogické rozdíly lamprofyrů „appinitového typu" a lamprofyrů kožlanské intruzívní zóny do několika bodů:

1. Primární hnědé amfiboly lamprofyrů „appinitového typu" odpovídají složením pargasitu, magneziohastingsitu a kaersutitu. V průměru mají obsah TiO_2 pod 4 hm. %. Lamprofyry kožlanské intruzívní zóny mají také primární hnědý amfibol, který složením odpovídá kaersutitu. Ten může být v pozdějším stádiu vývoje intruze v různé míře nahrazován zeleným magnesiohornblendem. Průměrný obsah TiO_2 v amfibolech převyšuje 4 hm. %. Stejně jako amfiboly lamprofyrů „appinitového typu", podléhají také amfiboly lamprofyrů kožlanské intruzívní zóny postmagmatické přeměně na sekundární aktinolit. Kritérium barvy amfibolu uváděné Dolejšem (1995) pro odlišení jednotlivých genetických typů amfibolických lamprofyrů musí být bráno s rezervou.

2. Lamprofyry „appinitového typu" obsahují dva xenomorfní alkalické živce (albit a draselný živec), zatímco lamprofyry prostorově vázané na intermediální intruze mezi Rakovníkem a Plasy mají pouze nepravidelně zonální lištovité plagioklasy, které odpovídají bazicitou albitu až andezinu.

3. Přítomnost amfibolových vyrostlic obklopených xenomorfními alkalickými živci i přítomnost albit-kalcitových miarolitických výplní spojuje lamprofyry „appinitového typu" s „appinitovými" tělesy studovaného území.

4. Lamprofyry „appinitového typu“ mají asociaci primárních akcesorických minerálů: apatit – magnetit (s malým podílem ulvöspinelové komponenty) ± titanit. Lamprofyry prorážející kožlanskou intruzívní zónou mají asociaci primárních akcesorických minerálů: apatit – ilmenit (s malým podílem pyrofanitové komponenty). Kritérium přítomnosti ilmenitu nebo magnetitu uváděné Dolejšem (1995) se ukázalo být správné. Navíc tyto rozdíly reflektují odlišnou fugacitu kyslíku výchozích tavenin.

S ohledem na stratigrafickou pozici žil lze říci, že intruze amfibolických lamprofyrů v sz. části barrandienského neoproterozoika jsou velmi pravděpodobně spodnopaleozoické. Bližší časové zařazení jednotlivých generací amfibolických lamprofyrů je však poměrně obtížné. Amfibolické lamprofyry obvykle prorážejí neoproterozoické sedimenty. Orlov (1928) popsal spessartit od Týřovic, který proniká svrchnokambrickými vulkanity křivoklátsko-rokycanského pásma. Zatím však není uváděn lamprofyr s.s., který by prorážel variskou (čistecký granodiorit), a nebo kadomskou částí (tiský granit) čistecko-jesenického plutonu (např. Kopecký jr. *et al.* 1997) ani lamprofyr, který by pronikal karbonskými sedimenty na Rakovnicku. Na starší K-Ar datování kaersutitu z petrovického meladioritu (380 ± 15 Ma; Ulrych *et al.* 1976) je (vzhledem k raně variské rejuvenaci Ar-izotopových systémů daného území) nutno pohlížet s velkou rezervou.

Žíly blíže neurčených lamprofyrů prorážející proterozoikem kralupsko-zbraslavské skupiny v okolí Třemošné na Plzeňsku vymapovali Mašek *et al.* (1994).

Intruzívními horninami polozakrytého dolnovltavského plutonu (mezi Prahou, Kralupy n. Vltavou a Neratovicemi) s předpokládaným kambrickým stářím (Fediuk 2005b) i okolními neoproterozoickými sekvencemi s metabazity pronikají tři mladší žíly lamprofyrů (mineta, kersantit, spessartit). Žíly jsou velice pravděpodobně hercynské a nenáleží tak k početnému žilnému doprovodu dolnovltavského plutonu. Jejich výskytu si opakovaně povšimla řada autorů (např. Bořický 1890, Kratochvíl 1965, Čemusová 1983, Fediuk 2005b). Ke zmiňovaným lamprofyrům náleží mineta od Chvatěrub, která představuje nejsevernější nález lamprofyru v rámci kralupsko-zbraslavské skupiny (Fediuk 1998).

Štěchovická skupina

Výchozy žilných lamprofyrů pronikajících štěchovickou skupinou vystupují v rámci vltavského údolí jižně od Prahy. Čtyři metry mocná žíla minety s orientací SSZ–JJV byla vymapována u Vraného nad Vltavou (Mašek *et al.* 1984).

Holub (2004a) podrobně popsal výskyt zonální žíly lamprofyru (ssv. od zámku v Dobříši), která proniká drobami a prachovci štěchovické skupiny. Žíla o mocnosti až 8 m má směr SZ–JV. Pravděpodobně přetíná žílu diabasu s orientací SSV–JJZ, který náleží významnému regionálním roji žil (svrchnokambrické?), které jsou starší než granitoidy středočeského plutonu. Okrajová zóna lamprofyru odpovídá kersantitu, zatímco střední část je tvořená spessartitem až hornblenditem. Velmi význačným strukturním rysem této žíly je přítomnost ocellárních útvarů. Holub (2004a) je považuje za segregační vezikuly. Některé ocelly se podobají „kuličkovitým útvarům“, které z camptonitů z okolí Plasů popsal Pauk (1930).

Domažlické krystalinikum

Vejnar *et al.* (1980) zdokumentovali na listu Staré Sedlo výskyty žil spessartitů pronikajících horninami domažlického krystalinika i okolním variským kladrubským masivem. Žíly mají převážně severojižní orientaci, jsou několik centimetrů až decimetrů mocné a desítky až stovky metrů dlouhé. Minerální složení je jednoduché a je dáno asociací zelený obecný amfibol a andezin, v akcesorickém množství je přítomen ilmenit a titanit. Kromě amfibolu tvoří vzácně vyrostlice také plagioklas a hornina tak přechází do porfyrického mikrodioritu.

Shodné žíly spessartitů až mikrodioritů, které jsou však z části postižené regionální metamorfózou, vymapovali Vejnar *et al.* (1981) na listu Bělá nad Radbuzou. Zde autoři uvažují o genetické vazbě na svrchnoproterozoický bazický vulkanismus.

Přibližně severojižní žíly spessartitů pronikající horninami domažlického krystalinika na listu Stráž v okolí Sychrova a Bernartic byly vymapovány VEJNAREM *et al.* (1986).

Jílovské pásmo

Žíly minet v okolí Žampachu byly popsány již ROSICKÝM (1901), a později také KETTNEROVOU (1920).

Žilné horniny v severní části jílovského pásma podrobně zhodnotil RÖHLICH (1972). Žilná gabra a spessartity považuje za kadomské nebo starovariské intruze. Pro nesporně variské intruze je podle názoru autora typické přibývání draslíku, kterými jsou nejbohatší právě nejmladší žilné horniny studovaného území – minety.

Žílu peralkalické minety s richteritem, která proniká metabazity jílovského pásma poblíž Štěchovické přehrady, zmiňuje NĚMEC (1972c, 1973a). Tato žíla má velmi vysoké obsahy P_2O_5 (2,38 %) a jejího chemismu autor využil při úvahách o chování fosforu v lamprofyrech a lamproitních horninách Českého masivu.

Přehled výskytů žil v jílovském pásmu nově uvádí MORÁVEK *et al.* (1994).

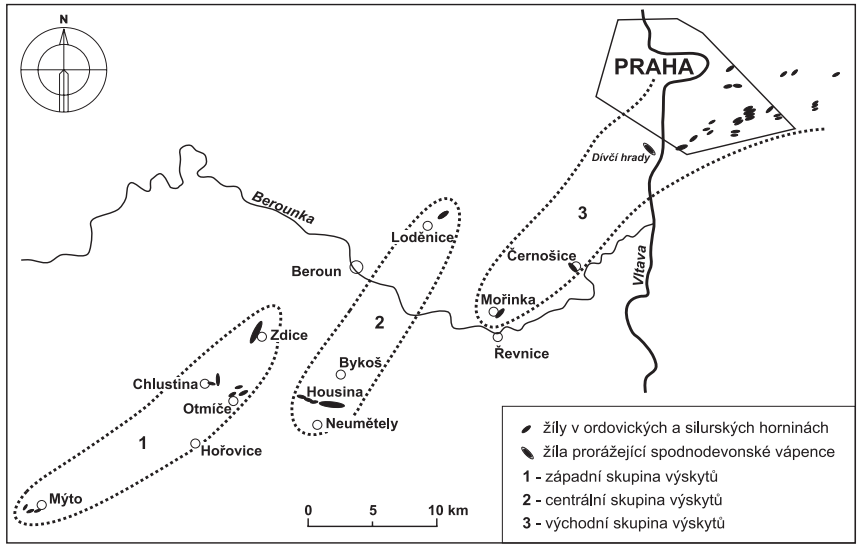
Pražská pánev

V rámci pražské pánve byla v minulosti zaznamenána řada výskytů slídnatých lamprofyrů. Skutečnost, že dlouhou dobu nebyly známy ze silurských nebo mladších vrstev, vedla některé autory k názoru o vyšším stáří těchto žil. KODYM st. (1921), který zpracoval žílu „diabasového aplitu" od Housiny (podle FIALY 1971 jde o křemenný mineto-kersantit), uvažoval o genetické příslušnosti k magmatickému krbu silurských diabasů. RÖHLICH (1952) studiem minet vystupujících v severozápadní části Prahy dospěl dokonce k ordovickému stáří intruzí.

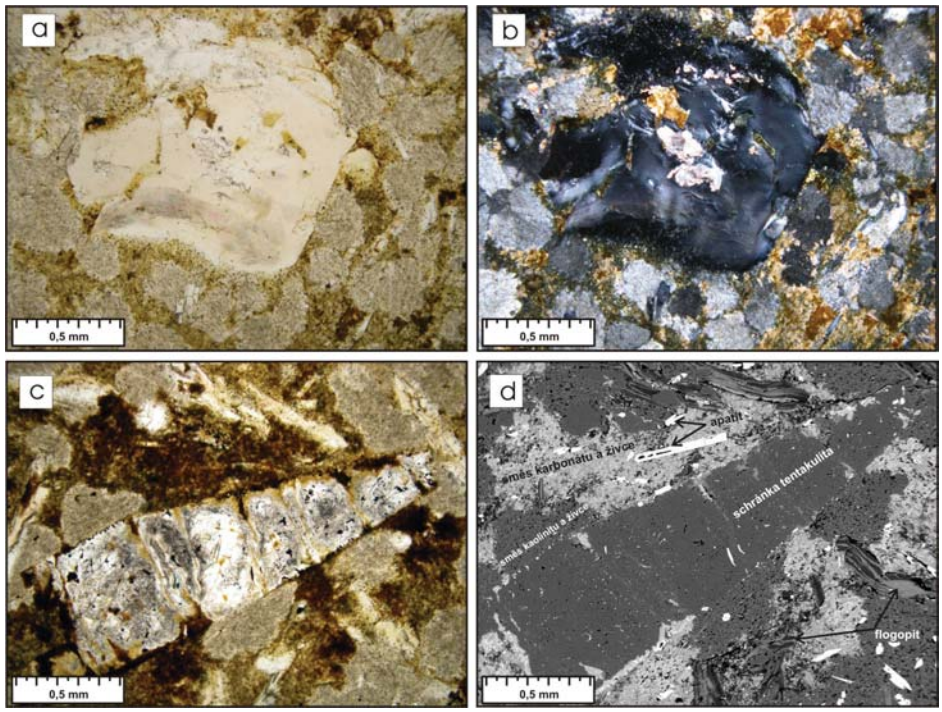
Komplexní zhodnocení biotitických lamprofyrů pražské pánve provedl FIALA (1971). Výsledky orientačního K-Ar datování (320 a 360 Ma pro Zdice, 290 a 350 Ma pro Housinu) ukazují na variské stáří žil. Variské stáří lamprofyrů dokumentuje také nález žíly minety prorážející spodnodevonské vápence v sv. části výšiny Dívčí hrady na jz. okraji Prahy (FIALA a CHLUPÁČ 1973). FIALA (1971) a FIALA s CHLUPÁČEM (1973) vyčlenili v rámci pražské pánve tři hlavní skupiny výskytů biotitických lamprofyrů tvořících četné pravé i ložní žíly (obr. 13). Západní skupina výskytů (Zdice, Otmíče, Chlustina, Mýto) je reprezentována převážně bazickými kersantity a minverity. Kersantity jsou charakterizovány obsahem biotitu, minverity pak hnědým amfibolem. Časté jsou také výskyty pseudomorfóz po olivínu u obou vyčleňovaných typů. Centrální skupinu představují výskyty relativně leukokratních lamprofyrů označených jako křemenné mineto-kersantity až křemenné kersantity (Housina, Loděnice). Východní skupinu biotitických lamprofyrů představují minety vystupující v okolí Mořinky sv. od Karlštejna a převážná část výskytů v Praze a jejím východním okolí. Jsou to drobně až jemně zrnité horniny s porfyrickými vyrostlicemi biotitu a pseudomorfózami po olivínu. V základní hmotě převládá draselný živec nad kyselým plagioklasem. Z akcesorií je velmi hojný apatit, vzácně vystupuje magnetit nebo ilmenit, ojediněle také zirkon.

Autor tohoto příspěvku měl možnost studovat lamprofyry prorážející spodnopaleozoickými sekvencemi pražské pánve. Protože se ve vyrostlicích studovaných žil může uplatňovat také flogopit (obr. 14a, b), je lepší tyto lamprofyry souhrnně označovat jako „slídnaté lamprofyry", namísto dříve preferovaného označení „biotitické lamprofyry". Předběžné výsledky celohorninových analýz ukazují na dvě hlavní skupiny slídnatých lamprofyrů: východní (minety širšího okolí Prahy) a západní (kersantity – náleží západní a centrální skupině výskytů podle členění FIALY 1973). Slídnaté lamprofyry východní skupiny se geochemicky více podobají slídnatým lamprofyrům prorážejícím středočeským plutonem. Slídnaté lamprofyry západní skupiny byly generovány tavením litosférických plášťových domén s poněkud odlišným složením.

Do východní skupiny výskytů slídnatých lamprofyrů můžeme přiřadit unikátní žílu minety, která byla vymapována v Černošicích (KOVANDA *et al.* 1984). O žíle však pravdě-



Obr. 13. Výskyty slídnatých lamprofyrů v pražské pánvi. Upraveno podle Fialy a Chlupáče (1973).
Fig. 13. Distribution of mica lamprophyres in the Prague Basin. Modified according Fiala and Chlupáč (1973).



Obr. 14. Mikrofotografie vzorku minety z Černošic: a – bazální řez částečně chloritizovanou vyrostlicí flogopitu (PPL); b – bazální řez částečně chloritizovanou vyrostlicí flogopitu (XPL); c – tentakulitová schránka uzavřená v minetě (PPL); d – charakter základní hmoty obklopující tentakulitovou schránku (BSE fotografie).
Fig. 14. Photomicrographs of minette sample from Černošice: a – basal section of partly chloritised phlogopite phenocryst (PPL); b – basal section of partly chloritised phlogopite phenocryst (XPL); c – the tentaculite shell enclosed in the minette (PPL); d – character of the groundmass surrounding the tentaculite shell (BSE image).

podobně věděl již J. Barrande, protože se ve svých zápiscích údajně zmiňuje o pruhu minety, který vystupuje u Černošic (Počta 1918, s. 106). Navíc tato zmínka pochází ze zápisníku z roku 1865 a mohlo by se tedy jednat o vůbec nejstarší popsanou lamprofyrickou žílu z našeho území! V této žíle, která strmě proráží jílovitými břidlicemi královdvorského souvrství, se autorovi tohoto příspěvku podařilo nalézt uzavřené silicifikované schránky tentakulitů (obr. 14c, d). V rámci lamprofyrů Českého masivu se jedná o ojedinělý nález. Vyrostlice v minetě tvoří flogopity, které jsou částečně chloritizované. V základní hmotě se objevuje směs alkalického živce, kaolinitu a karbonátu. Zabarvení základní hmoty do hněda, projevující se nejvíce v okolí uzavřených tentakulitových schránek (obr. 14c), pravděpodobně souvisí s teplotní přeměnou organické hmoty původních xenolitů. Mineta obsahuje velké množství tence sloupcovitých apatitů, které nevykazují znaky pozdější křehké deformace.

Ostrovní zóna

Žíly lamprofyrů pronikají rovněž metamorfovaným proterozikem a paleozoikem ostrovní zóny středočeského plutonu. Pozoruhodný je například výskyt žil v sedlčansko-krásnohorském ostrově v lomu Skoupý (Svoboda a Horný 1957). Zde jsou známy subsolidově deformované žíly, které tvoří v krajním případě až individualizované budiny v okolních krystalických vápencích.

Žežulková *et al.* (1977) přináší petrografickou charakteristiku žilných hornin vystupujících mj. v neveklovsko-netvořickém a sedlčansko-krásnohorském ostrově.

Pivec (1992) se zabýval složením tmavé slídy z minety, která proniká proterozickými a paleozoickým sekvencemi u Krhanic z. od Čerčan.

Středočeský pluton

Prostor středočeského plutonu je abnormálně bohatý velmi rozmanitými žilnými horninami, uspořádanými do žilných rojů převážně směru Z–V až ZSZ–VJV (Holub 2005b). Mezi nimi jsou hojně zastoupeny také lamprofyry. Nejrozšířenější jsou minety, místy se vyskytují rovněž kersantity a zejména v severních částech území spessartity (Holub 2005b). Žilnými horninami středočeského plutonu, jejichž počet odhaduje Němec (1974b) na několik tisíc, se v průběhu minulého století zabývala řada autorů. Na následujících řádcích proto uvádím souhrn pouze nejzajímavějších prací.

Kvalitní popisy žilných lamprofyrů přináší od počátku 20. století V. Rosický. Nejprve se věnuje lamprofyrům jílovského pásma (Rosický 1901), později také žilám v plutonu. Rosický (1921) publikuje podrobný popis pyroxen-olivinického amfibolovce od Kojetína a okolních žilných hornin. Autor tak zaznamenal nález pyroxenického kersantitu s křemennými xenokrysty i výskyty úlomků čerstvého spessartitu. Rosický a Šplíchal (1921) podrobně zdokumentovali výskyt smíšené žíly mikrodioritu až spessartitu u Mnichovic. Rosický a Veselý (1932) popsali žílu spessartitu a dvě kompozitní žíly v okolí Týnice n. Sázavou.

Po delší poválečné pauze se od 60. let 20. století věnuje systematickému studiu žilných hornin středočeského plutonu V. Žežulková (např. Žežulková 1961, 1982, 1989), později také D. Němec (např. Němec 1973a, 1974b, 1988b, 1995b) a V. Holub (např. Holub a Žežulková 1978, Holub 1990, Holub 2005b).

Výzkumem paleozoických žilných hornin ze sz. okraje středočeského plutonu na Příbramsku se v několika svých publikacích zabýval Vlašímský (např. 1971, 1976a). Do období před vznikem středočeského plutonu zařadil žíly amfibolických lamprofyrů až hornblenditů náležících do vápenato-alkalické série, mladší než plutonity jsou pak biotitické lamprofyry a je prorážející sférolitické lamprofyry. Biotitické lamprofyry byly při svém výstupu kontaminovány fluidy z tuhnoucích granitoidů. S tím podle Vlašímského (1976b) souvisí zvýšené obsahy antimonu v minetách na Krásnohorsku (až 38 ppm).

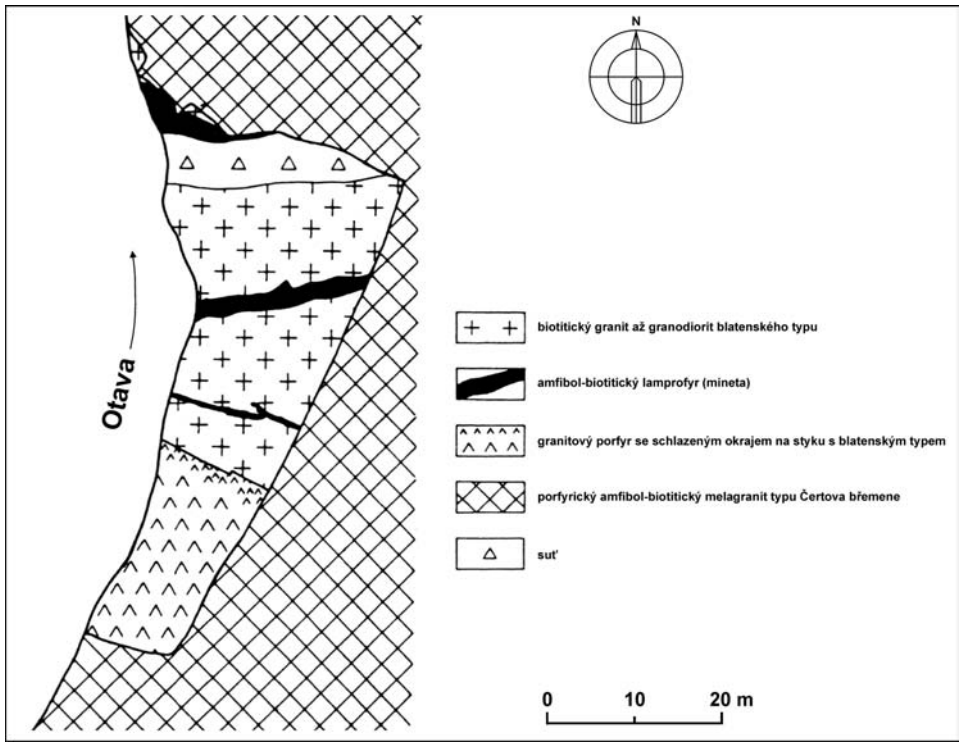
Minetami na Krásnohorsku se velmi detailně zabýval také Kratochvíl (1976). Uvedený autor ve své práci přinesl detailní představu sukcesního vývoje minerálů ve slídnatých lamprofyrech. V obecné diskusi zaměřené na genezi lamprofyrů Kratochvíl (1976) odkazuje na řadu soudobých publikací jak v anglicky, tak v rusky psané literatuře.

Němec (1973a) odlišil dva různé diferenciační trendy v minetách středočeského plutonu. První trend směřuje k peralkalickým typům hornin, druhý pak k horninám přesyceným Al. V prvním případě s postupující „diferenciací" narůstá poměr K/Na, Mg/Fe i oxidační poměr Fe. Ve druhém případě existuje opačný trend. Autor vidí genezi některých minet jako diferenciační produkt syenitických magmat středočeského plutonu.

Němec (1974b) vyčlenil v rámci všech žilných hornin středočeského plutonu tři hlavní diferenciační série. Autor vycházel celkem z 51 původních i převzatých analýz. Do vápenato-alkalické série náleží žíly gabrových a dioritových porfyritů, spessartitů, granodioritových porfyritů a žulových porfyrů. Do minetové diferenciační série řadí autor kersantity, minety a peralkalické minety. Syenitové porfyry a část granitových porfyrů jsou pak součásti syenitové diferenciační série.

Mocnější žíly (až 10 m) amfibol-biotitické minety s akcesorickým pyroxenem, které prorážejí granodiority červenského typu, zaznamenali v zjz. okolí Třebkova Fišera *et al.* (1982). Žíly obsahují geneticky zajímavé granátové xenokrysty, které však zatím nebyly podrobněji studovány.

Původ syenitových porfyrů středočeského plutonu vysvětluje Němec (1988b): (1) jako produkt frakcionace minetového typu magmatu (syenitové porfyry typu I), (2) jako produkt míšení minetové a granitické taveniny (syenitové porfyry typu II). Platnost uvedeného konceptu dvou genetických typů syenitových porfyrů ve středočeském plutonu nově ověřili a blíže rozpracovali Holub *et al.* (2009).



Obr. 15. Utínání žíly porfyrického mikrogranitu (granitového porfyru) a lamprofyru intruzí mladšího durbachitického amfibol-biotitického melagranitu typu Čertovo břemeno (podle Holuba a Žežulkové 1978).

Fig. 15. Cutting the dyke of porphyric microgranite (granite porphyry) and lamprophyre by younger intrusion of durbachitic amphibole-biotite melagranite of the Čertovo břemeno type (according Holub and Žežulková 1978).

Sukcesi žilných hornin středočeského plutonu souhrnně zhodnotila ŽEŽULKOVÁ (1982, 1989). Autorka vyčlenila dvě skupiny žilných hornin rozdílného relativního stáří. Starší intruze náleží do vápenato-alkalické řady a představují žilný doprovod starších granitoidů (blatenský, sázavský, těchnický typ aj.). Mladší žilné horniny spadají do lamproitové diferenciační řady a jsou geneticky spojeny s mladšími granitoidy (typ Čertovo břemeno, sedlčanský aj.). Protože melagranit typu Čertovo břemeno utíná žíly některých lamprofyrů (např. HOLUB a ŽEŽULKOVÁ 1978; obr. 15) a zároveň lamprofyry tvoří složené žíly s mladšími syenitovými porfyry, případně žíly lamprofyrů pronikají aplity (ŽEŽULKOVÁ *et al.* 1977) nebo žulovými porfyry, jsou v sukcesním schématu žíly lamprofyrů zastoupeny v obou skupinách. Žilný doprovod starší skupiny granitoidů tvoří podle ŽEŽULKOVÉ (1989) následující horniny (žíly jsou seřazeny v pořadí od starších k mladším): (1) amfibolické gabrové porfyrity; (2) pyroxenické a mandlovcové gabrové porfyrity; (3) amfibolické, pyroxen-biotitické a biotitické dioritové porfyrity; (4) granodioritové porfyrity; (5) žulové porfyry (drobně porfyrické, sférolitické, felzitické); (6) lamprofyry (minety, spessartity, kersantity, vogezity); (7) biotit-muskovitické a biotitické žilné žuly; (8) pegmatity a aplity. Žilný doprovod mladší skupiny granitoidů zahrnuje: (1) hrubě porfyrické pyroxen-biotitické a biotitické žulové porfyry; (2) pyroxen-biotitické syenitové porfyry a syenodioritové porfyrity; (3) lamprofyry (minety, kersantity, přechodné typy tzv. cuselity); (4) leukokratní žilné žuly; (5) žilné žuly s turmalínem; (6) felzitické žulové porfyrity; (7) aplity a pegmatity.

ŽEŽULKOVÁ (1989) si rovněž všímá geochemických charakteristik jednotlivých žilných hornin. Lamprofyry mají relativně vyšší obsahy SiO_2, K_2O a nižší CaO a Fe_2O_3. V žilných horninách lamproitové řady narůstají obsahy Ba, V, Zn, Cr a Cu od žulových porfyrů k syenitovým porfyrům a lamprofyrům. Obsahy Rb jsou výrazně vyšší u hornin lamproitové řady oproti žilným horninám vápenato-alkalické řady. Obě diferenciační řady pak podle autorky vykazují velkou převahu lehkých prvků vzácným zemin nad těžkými.

HOLUB (1990, 1997, 2005a) se ve svých pracích zaměřil na posouzení chemismu a geneze draselných lamproidních plutonitů centrální a jižní části Českého masivu. Termín lamproidní plutonity autor používá pro plutonické ekvivalenty běžných lamprofyrů a jim blízkých žilných hornin. Například durbachit považuje autor za plutonický ekvivalent minety. Za klíčovou pro genezi a chemickou variaci lamproidních plutonitů autor považuje hybridizaci ultradraselného lamproidního magmatu acidními taveninami, odvozenými parciálním tavením korových hornin.

NĚMEC (1995b) publikuje podnětnou práci s obecnější platností, která je orientována na doložení míšení magmat v žilných horninách středočeského plutonu, a to na příkladu žíly mikrodioritu z Hrachova. Studovaná hornina obsahuje xenokrysty křemene a plagioklasu. Xenokrysty křemene jsou oválné v důsledku magmatické koroze a mají úzký reakční lem tvořený amfibolem. Xenokrysty plagioklasu jsou inverzně zonální se středem relativně kyselejším oproti okraji. Mikrodiorit podle autora představuje produkt míšení granodioritového magmatu, obsahujícího plagioklasové a křemenné vyrostlice na likvidu, a bazičtějšího lamprofyrového typu magmatu. Tento závěr je autorem podpořen také výsledky geochemického modelování.

Ve světle výše uvedené Němcovi studie se jeví jako geneticky zajímavý nález 1–2 m mocné žíly slídnatého lamprofyru, který od Kostelce nad Vltavou popsali WALDHAUSROVÁ *et al.* (1986). Mimo četných křemenných a plagioklasových xenokrystů a amfibol-křemen-plagioklasových xenolitů obsahuje tato žíla také segregační vezikuly vyplněné paprsčitým draselným živcem společně s křemen-živcovou hmotou.

JANOUŠEK *et al.* (1995) publikují analýzy radiogenních izotopů Sr a Nd dvou lamprofyrů, které později doplňují rovněž o kompletní celohorninové analýzy (JANOUŠEK *et al.* 2000). Dvě žíly primitivních minet (Cr = 504 a 486 ppm; Ni = 235 a 127 ppm) prorážející granitoidy blatenského typu mají velmi vysoké iniciální izotopické poměry $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,7127 a 0,7129 srovnatelné se zralou kontinentální kůrou. Tento výsledek společně s níz-

kými hodnotami $\varepsilon_{Nd\ (330\ Ma)}$ = –6,9 a –7,2 ukazuje na derivaci ze silně obohaceného primárního plášťového zdroje. Minety mají navíc srovnatelnou Sr-Nd izotopickou signaturu s lamprosyenity typu Čertova břemene.

Žíly na Příbramsku ze sz. exokontaktu středočeského plutonu zrevidovali Holub a Lanota (1999). Nejstarší amfibolický kersantit má samostatné postavení a byl zjištěn pouze v komplexu granitů tzv. okrajového typu. Tvoří jednoduché žíly mocnosti až do 1,7 m, a nebo celé žilníky s mnohočetnými granitovými septy a celkovou mocností až kolem 5 m. Na rozdíl od jiných typů mafických žilných hornin je jejich průběh směrově silně variabilní, avšak s významným uplatněním směrů S–J až SV–JZ. Sklony jsou buď velmi strmé nebo kolem 60° k SZ. Přes typický vzhled a tvary žilných intruzí tento kersantit svou strukturou odpovídá kontaktně metamorfovaným horninám (Holub a Lanota 1999). Sukcesně mladší spessartitické porfyrity až amfibolické dioritové porfyrity jsou i při poměrně vysokém obsahu SiO_2 značně primitivní a jejich chemismus se podobá vápenato-alkalickým hořečnatým andezitům až bazaltickým andezitům vázaných na subdukční zóny. Nejmladší minety jsou horniny typicky ultradraselné, velmi silně hořečnaté a bohaté Cr, které obsahují hojné pseudomorfózy po Mg-olivínu s inkluzemi chromitu. Autory uváděné obsahy MgO nad 11 % představují zatím nejhořečnatější analyzované minety z oblasti středočeského plutonu. Odpovídají velmi primitivním až primárním magmatům z draslíkem obohacených domén litosférického pláště. Podle Holuba a Lanoty (1999) stavba sz. okrajové části středočeského plutonu, její složitý magmatický vývoj, charakter žilných intruzí a časové vztahy širokého spektra chemického složení zúčastněných magmat neodpovídají Rajlichově (1988) zjednodušené představě o tektonickém vývoji na styku středočeského plutonu s bohemikem a postavení rojů minetových žil v tomto vývoji.

Holub a Štemprok (1999) provedli srovnání slídnatých lamprofyrů středočeského plutonu s lamprofyry krušnohorského plutonu. Porovnání petrochemického složení minet a kersantitů ukázalo, že se zásadně mezi oběma plutony neodlišují. Ve středočeském plutonu výrazně převažují minety nad kersantity, zatímco v krušnohorském plutonu je zastoupení minet a kersantitů rovnoměrné. Minety středočeského plutonu jsou nevýrazně ochuzené o MnO, mají vyšší obsah Na_2O i relativní hořečnatost oproti minetám krušnohorské oblasti.

Podle názoru autora této práce, vyplývá z provedeného zhodnocení Holuba a Štemproka (1999) jedna důležitá skutečnost, která si zaslouží bližší pozornost. Zatímco slídnaté lamprofyry v krušnohorském plutonu nevykazují žádanou Eu anomálii, slídnaté lamprofyry ve středočeském plutonu vykazují poměrně široké rozpětí hodnot negativní Eu anomálie (Eu/Eu* = 0,3–0,9). U žil lamprofyrů, které neobsahují vyrostlice živců, může být přítomnost negativní Eu anomálie důležitým primárním znakem, který ukazuje na kontaminaci jejich plášťového zdroje vyzrálým korovým materiálem.

Holub (2001) vysvětluje geochemickou odlišnost minet vystupujících blízko středočeského hlubinného zlomu a minet situovaných uvnitř bohemika, jako produkt tavení rozdílných subkontinentálních litosférických plášťových domén.

Holub (2004b) publikuje práci zaměřenou na sférolitické minety středočeského plutonu. Sférolity, které jsou ve studovaných minetách tvořeny draselným živcem, indikují krystalizaci ze silně přechlazené taveniny. Autor se proto domnívá, že žíly minet, které jsou pravděpodobně starší než durbachity typu Čertova břemene, musely intrudovat do již relativně vychladlého středočeského plutonu.

Holub (2005b) zmiňuje v rámci středočeského plutonu výskyt výrazně frakcionovaných minet se silně sníženými hodnotami relativní hořečnatosti a obsahy kompatibilních stopových prvků. Velmi vzácným extrémem jsou leukominety, popsané původně jako sférolitické granitové porfyry z okolí Krásné Hory (Žežulková *et al.* 1977), které mají obsahy MgO dokonce až pod 1 %.

Holub *et al.* (2007) poukazují na velkou geochemickou variabilitu žilných „diabasů" a „gabrových porfyritů". Uvedené žíly mohou rovněž přecházet do amfibolických lamprofyrů. Variabilita je pravděpodobně odrazem heterogenity výchozích magmat a tedy i hete-

rogenity plášťových zdrojů. Důležitý je rovněž vliv petrogenetických procesů jako jsou frakcionace a kontaminace granitoidními horninami.

Studium vybraných ultradraselných lamprofyrů, které vystupují blízko hranice moldanubikum/bohemikum jak ve středočeském plutonu, tak v Železných horách, provedli Krmíček *et al.* (2008). Geochemická signatura žil ukázala na jejich derivaci ve fluidně metasomatizovaném (žilném) plášti, kontaminovaném hluboce subdukovanou vyzrálou kontinentální kůrou. Nabohacení studovaných žil u Cs, Th, U, K a Pb ukázalo na přímou genetickou vazbu na exhumované moldanubické granulity. Ty jsou podle Janouška a Holuba (2007) ochuzeny právě o tyto prvky, jenž byly fluidně transportovány do protolitu durbachitických hornin.

Pomocí anizotropie magnetické susceptibility studovali vnitřní stavbu a směr magmatického toku v křemenném melasyenitovém porfyru na lokalitě Malčice a v kompozitní žíle minety a syenitového až granitového porfyru od Poříčí nad Sázavou Verner *et al.* (2009).

Železné Hory

O výskytu žilných lamprofyrů v železnohorském plutonu se zmiňuje Vodička (1951). Tentýž autor zaznamenal také výskyt lamprofyrů pronikajících sekvencemi chrudimského paleozoika mezi Prachovicemi a Vápenným Podolem (Vodička 1997).

Systematicky zpracoval lamprofyry Železných hor Němec (1991b) a na jeho studium navázal Krmíček (2008). Celou oblastí strmě pronikají žíly slídnatých lamprofyrů – minet. Generelně je jejich orientace V–Z až VSV–ZJZ. Na severozápadě Železných hor byly Krmíčkem (2008) studovány minety odkryté ve vápencovém lomu v Prachovicích. V rámci železnohorského plutonu byly na lokalitách popsaných Němcem (1991b) vzorkovány minety, které prorážejí jak mladší biotitický granit (Licibořice, Křižanovice), tak starší amfibol-biotitický granodiorit v lomu Skuteč-Litická. Podle Němce (1991b) pronikají žíly minet také hlinskou zónou, kde je zachytilo několik vrtů. Charakteristickým petrografickým znakem lamprofyrů v Železných horách, pozorovaným také u slídnatých lamprofyrů v ostatních oblastech, je deformace vyrostlic tmavé slídy. Slídy v základní hmotě, a také žíly jako celek však deformovány nejsou. Deformace slíd je vysvětlována jako důsledek rychlého chladnutí žíly (Etheridge a Hobbs 1974), a nebo jako důsledek mechanické deformace během intruze doprovázené pravděpodobně výrazným únikem fluidní fáze (Mauger 1988). Mikrosondové studium výrazně barevně zonální tmavé slídy lamprofyrů Železných hor (středy vyrostlic, okraje vyrostlic, slída v základní hmotě a xenomorfní slída z lemů okolo pseudomorfóz a jejich výplní) poskytlo užitečnou genetickou informaci, která zahrnuje její krystalizaci z primární metasomaticky ovlivněné plášťové taveniny, frakcionací okolní taveniny, změnu *P-T* podmínek krystalizace i závěrečný nárůst alkalinity taveniny (Krmíček 2008). Němec (1991b) dokonce zaznamenal na lokalitě Licibořice výskyt peralkalické minety. Obsahy stopových prvků i prvků vzácných zemin a jejich totožné průběhy normalizovaných křivek ukázaly na společnou genezi z metasomatizovaných flogopitem bohatých plášťových domén ovlivněných předchozí subdukcí. Srovnáním se složením průměrné minety (Rock 1991) vykazují minety zvýšené obsahy některých prvků s velkým iontovým potenciálem (Zr = 616 ppm; Nb = 47 ppm) i prvků s velkým iontovým poloměrem (Ba = 2313; Rb = 448). Vzdáleně se tak přibližují složení lamproitů, a proto Krmíček (2008) navrhuje označovat žíly jako minety s lamproitní afinitou. Přítomnost negativní Eu anomálie u těchto minet (Eu/Eu* = ~0,6), ukazuje na kontaminaci jejich plášťového zdroje vyzrálým korovým materiálem. Studované žíly, které s velkou pravděpodobností náleží jedné intruzivní fázi, pronikají rovněž mladším křižanovickým granitem, a proto se ukázaly být významné také při řešení otázky stáří železnohorského plutonu. Šmejkal (1960 a 1964) stanovil pro intruzi starších i mladších granitoidů nepravděpodobný rozsah mezi 288 až 366 Ma (K-Ar na celohorninových vzorcích). Pro mladší křižanovický granit a jeho ekvivalenty je uváděno široké rozpětí K-Ar věků mezi 288 až 329 Ma. Datování křižanovického granitu meto-

dou Rb-Sr pak poskytlo stáří 320 ± 4 Ma (SCHARBERT 1987). Nově stanovené stáří žíly z Prachovic (~332 ± 1 Ma, Ar-Ar na flogopitu) indikuje, že k intruzi minet s lamproitní afinitou došlo blízko hranice spodní/svrchní karbon (KRMÍČEK *et al.* 2008). Granitoidy Železných hor tak mohly intrudovat v časovém intervalu do konce spodního karbonu, protože jimi proráží mladší lamprofyry svrchnoviséského stáří.

Poličské krystalinikum

V rámci poličského krystalinika nebyly doposud zaznamenány výskyty žilných lamprofyrů.

Letovické krystalinikum

Z letovického krystalinika nebyly doposud spolehlivě popsány výskyty žilných lamprofyrů.

Limnické pánve středočeské oblasti

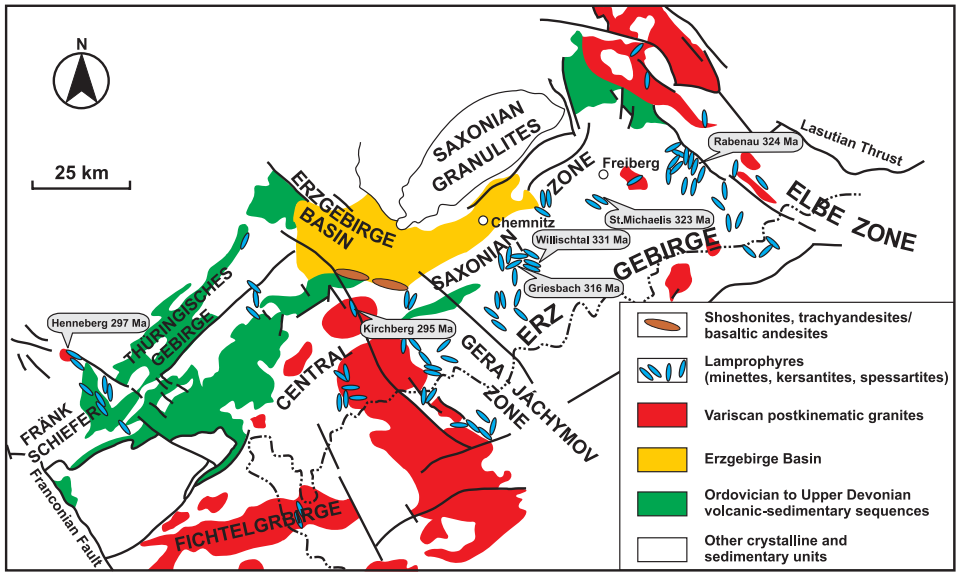
I když jsou předmezozoické lamprofyrické intruze v okolí svrchnokarbonských pánví středočeské oblasti poměrně hojné, zatím neznáme žílu, která by jimi prorážela.

4.5 Předmezozoické lamprofyry v krušnohorské oblasti

Německá část krušnohorské oblasti (Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone)

Žíly lamprofyrů, které byly poprvé popsány GÜMBELEM (1874) z německé strany krušnohorské oblasti, proráží mj. posttektonickým granitem na typové lokalitě Henneberg (obr. 16). Tento granit byl vmístěn do hornin vogtlandsko-saského paleozoika. Žíly s orientací SZ–JV sledují průběh frankského zlomového pásma.

Charakter žil z Gümbelovy typové lokality byl nově zhodnocen KRAMEREM a SEIFERTEM (1995). Minerální složení reprezentativní žíly zahrnuje vyrostlice flogopitu a/nebo par-



Obr. 16. Distribuce lamprofyrů v krušnohorské oblasti. Zvýrazněny jsou lokality, na kterých byly lamprofyry nově datovány metodou Ar-Ar. Upraveno podle von SECKENDORFF *et al.* (2004).
Fig. 16. Distribution of lamprophyres in the Saxothuringian Region. Localities with new Ar-Ar ages are emphasized by grey ellipse. Modified according von SECKENDORFF *et al.* (2004).

gasitického amfibolu, klinopyroxenu (augit až diopsid) a olivínu (pouze pseudomorfózy). Z akcesorií dominuje Cr-spinel a apatit. Lamprofyry obsahují šlíry a varioly, které mají vysoký podíl pargasitu a draselného živce a odpovídají vogezitu. Samotné žíly odpovídají především kersantitu. Autoři zaznamenali také výskyt složené žíly s kersantitovým středem a spessartitovým okrajem. Obsahy stopových prvků ve studovaných žilách ukazují na jejich genezi z metasomatizovaného pláště. Strmá křivka REE naznačuje nízký stupeň parciálního tavení.

Obsáhlou práci zaměřenou na lamprofyry krušnohorské oblasti publikoval KRAMER (1976). Stáří lamprofyrových intruzí považuje za raně variské. Provedené K-Ar datování na biotitu ukázalo na široké rozpětí věků od 383 Ma (kersantit z lokality Scharfenstein) až po 335 Ma (kersantit z lokality Rabenau). Autor si všímá skutečnosti, že výskyty lamprofyrů v této oblasti jsou vázané na hluboce založené zlomy/lineamenty SZ–JV až S–J směru. Díky úzké vazbě s hydrotermálními roztoky jsou lamprofyry důležitými metalogenetickými indikátory. Parentální magma lamprofyrů ukazuje na plášťový původ. Podle autorovi petrogenetické interpretace bylo parentální magma modifikováno hybridizací (převážně kersantity) a kontaminací korovým materiálem, a nebo taveninou syenitového složení (převážně minety).

KRAMER (1988) ve své knize mj. zdůrazňuje vliv plášťové metasomatózy na genezi krušnohorských lamprofyrů. Tvrzení autor dokládá přítomností metasomatizovaných xenolitů spinelových peridotitů a částečně také experimentálními výsledky.

SEIFERT (1994) a SEIFERT a BAUMANN (1994) se zabývali studiem permokarbonských lamprofyrů německé části krušnohorského krystalinika ve vztahu k polymetalickým hydrotermálním žilám, které vystupují v daném území. Výskyty lamprofyrů jsou podle autorů spjaty s hluboce založenými zlomovými zónami se směrem SZ–JV až SSZ–JJV. Autoři předpokládají, že pozdně variské mineralizační eventy souvisí s plášťově derivovaným a zlomově kontrolovaným magmatickým impulsem, který se projevuje ve formě šošonitového a lamprofyrického magmatismu. Celohorninové K-Ar věky ukazují na období mezi 270–260 Ma. Polymetalické žíly mají Pb izotopickou signaturu smíšeného „orogenního" a „plášťového" typu. To je podle autorů dokladem genetického sepětí s lamprofyry.

Podle SEIFERTA a KRAMERA (2003) představuje akcesorický titanit v krušnohorských lamprofyrech a ostatních mafických vyvřelých horninách důležitou minerální fázi, ve které je vázáno zirkonium.

Moderní zhodnocení lamprofyrů saxothuringika provedli von SECKENDORFF *et al.* (2004). Nově provedené Ar-Ar datování ukázalo na dvě hlavní fáze lamprofyrického magmatismu a na dlouhou dobu jeho trvání přesahující 30 miliónů let (obr. 16). Starší fáze odpovídá karbonským stupňům visé až namur (334–323 Ma), mladší fáze odpovídá nejspodnějšímu permu (297–295 Ma). Kersantit z Gümbelovy typové lokality Henneberg s určeným věkem 297 ± 2 Ma náleží mladší intruzivní fázi. Složené lamprofyrové žíly přinášejí doklady pro míšení primitivní a frakcionované taveniny. Vysoké obsahy Mg, Ni a Cr dokládají plášťový původ. Kersantity a minety mají podobné průběhy normalizovaných křivek. Rozdíly jsou v obsahu Th, Zr a Hf. Typická je absence Eu anomálie. Původ lamprofyrické taveniny spatřují autoři v parciálním tavení metasomatizovaného litosférického pláště. Tavení bylo způsobeno částečnou delaminací litosféry s následným výstupem horkého astenosferického pláště.

SEIFERT (2005) studoval chemismus minerálních fází z kersantitové žíly vystupující v rámci frankského zlomového pásma (lokalita Marlesreuth). Hornina obsahuje rozdílné generace titanitu a allanitu-(Ce). Titanit, který je silně nabohacený o lehké prvky vzácných zemin, Zr a Th, krystalizoval z alkáliemi bohaté reziduální taveniny při nízké fugacitě kyslíku.

SEIFERT a SANDMANN (2006) si opět všímají genetické vazby postkolizního lamprofyrového magmatismu a výskytu polymetalických žil relativně nabohacených o indium plášťového původu.

V současnosti Th. Seifert připravil do tisku knižní vydání své habilitační práce, která je zaměřená na detailní zhodnocení metalogenetického potenciálu lamprofyrických intruzí krušnohorské oblasti (Seifert 2008).

Koexistence plášťově derivovaných a korových magmat je v rámci krušnohorského plutonu doložena výskyty hybridních těles amfibol-biotitických gaber až monzonitů označovaných podle typové lokality v Bavorsku (Markredwitz) jako redwitzity. Věkem (325–322 Ma) a prostorovou asociací jsou redwitzity spjaté se staršími (horskými) granity krušnohorského plutonu (Siebel *et al.* 2003). Redwitzity byly původně definovány jako plutonické ekvivalenty lamprofyrů (Willmann 1920). Nové výsledky geochemického modelování dokládají, že chemická a mineralogická variabilita redwitzitů je produktem frakcionace mafických minerálů a živců doprovázené hybridizací lamprofyrickým typem magmatu (Kovaříková *et al.* 2007, 2009).

Česká část krušnohorské oblasti

Dřívější práce popisující lamprofyry v Krušných horách byly zaměřené především na petrografickou charakteristiku žil vystupujících v širším okolí Krupky (Fiala 1960), Telnice (Chrt a Klomínský 1964) a Jáchymova (Sattran 1965).

Holub a Štemprok (1999) srovnali chemismus lamprofyrů středočeského plutonu s chemismem lamprofyrů krušnohorského plutonu. Provedené srovnání ukázalo na minimální rozdíly. Některé geochemické rozdíly autoři vysvětlují heterogenitou litosférického pláště Českého masivu.

Petrologií tmavých žilných hornin jáchymovského rudního revíru se nověji zabývali Štemprok *et al.* (1999). Lamprofyry jsou zastoupeny převážně kersantity, často v asociaci nebo s přechody do dioritových nebo granodioritových porfyritů. Část tmavých žilných hornin je zřetelně starší než felsické žulové porfyry. Některé tmavé žilné horniny však také přetínají leukokratní žilné horniny. Mikroskopickým studiem se autorům podařilo doložit vliv greisenizace na tzv. předrudní lamprofyry.

Štemprok *et al.* (2000) zhodnotili dosavadní výskyty lamprofyrů vystupujících v české části krušnohorského plutonu a jeho metamorfním plášti. Stejně jako v německé části i zde žíly lamprofyrů vznikaly nejméně ve třech generacích, tedy před vmístěním staršího intruzivního komplexu, mezi starším a mladším intruzivním komplexem a po ukončení magmatismu mladšího intruzivního komplexu. Kersantity ve studované oblasti převažují nad minetami nebo spessartity a vyskytují se často v asociaci s porfyrity nebo žilnými dioritý, do kterých místy plynule přecházejí. Žíly byly nalezeny v místech výskytu uranového zrudnění žilného typu (Jáchymovsko), cíno-wolframového zrudnění greisenů (Krupka a okolí) a molybdenového zrudnění (Telnice). Studované lamprofyry zřetelně náleží vápenato-alkalické skupině a ve srovnání s průměrnou analýzou minety nebo kersantitu jsou výrazně obohacené o Rb, Cs, U, Th a z části také o Sn a Hf. Podobné naměřené hodnoty Th v lamprofyrech, mikrodioritech a mikrogabrech ukazují podle názoru autorů na těsnou genetickou vazbu.

Pivec *et al.* (2002) provedli podrobné mikrosondové studium horninotvorných minerálů lamprofyrů a dioritových porfyritů. Studované vzorky pocházely zejména z okolí Jáchymova, Krupky, ale i z Mariánských Lázní. Variabilita složení primárních minerálů je mezi jednotlivými lokalitami malá. Všechny studované horniny jsou postiženy deuterickými a postmagmatickými přeměnami. Z původních tmavých minerálů se zachovaly tmavé slídy o složení Mg-biotitu až flogopitu, ve spessartitech a některých dioritových porfyrech hnědé amfiboly bohaté Ti (převážně magneziohastingsit až kaersutit). Primární jsou také bazické až intermediální plagioklasy, v minetách K-živce, v celé šíři petrografických typů některé akcesorie (apatit, minerály ze skupiny spinelu). Světle zelené amfiboly o složení magneziohornblendu až aktinolitu představují produkty postmagmatických procesů. Nahrazují jednak původní xenokrysty olivínu ve formě pilitových pseudomorfóz, jednak tvoří uralitové pseudomorfózy po původním klinopyroxenu. Klinopyroxen se v žádném vzorku nezachoval. Tmavé slídy ve většině vzorků mají nápadně vyrovnané složení mezi fenokrys-

ty a šupinkami v základní hmotě. Greisenizace v užším smyslu byla pozorována v některých lamprofyrech z okolí Krupky. Vznikly při ní tmavé slídy s obsahem Li, které jsou bohaté Si ale zároveň i Mg.

Štemprok *et al.* (2003) se okrajově zmiňují o lamprofyrech z Krupky a Telnice. Žíly dominantně protínající ruly jsou bez viditelné vazby k felsickým žilám a granitoidním tělesům. Obsahy fosforu jsou plně srovnatelné s německou částí krušnohorské oblasti.

Mlčoch *et al.* (2006) popsali žíly prorážející horninami krušnohorského krystalinika, které byly zastižené při ražbě tunelů Panenská a Libouchec dálnice D8. První skupina žil s průměrnou mocností 10 m je tvořena kyselými horninami, které odpovídají převážně granitovým porfyrům. Druhá skupina žil odpovídá dvěma varietám minet. Převládající varietou je mineta s vyrostlicemi biotitu a pseudomorfózami po klinopyroxenu a olivínu. Druhou varietou je felsická mineta se sférolitickou mikrostrukturou. Žíly studovaných lamprofyrů mají převládající orientaci SV–JZ.

Štemprok *et al.* (2008) provedli velmi podrobné zhodnocení žilných hornin vystupujících v jáchymovském rudním revíru. Mafické i felsické žíly náleží několika horninovým typům: kersantit, spessartit, dioritový porfyrit a granitový porfyr. Žíly minet jsou mimo rudní revír a pronikají granity nejdecko-eibenstockého masivu. Mafické i felsické žíly vykazují různé relativně-časové vztahy, navíc na některých místech vytváří rovněž složené žíly. Lamprofyry náleží do šošonitové série a mají vysoké obsahy kompatibilních (Cr, Ni) i nekompatibilních (Rb, Ba, P) prvků. Všechny mafické žíly byly postižené postmagmatickými alteracemi během nichž došlo k nahrazení primárního olivínu a pyroxenu amfibolem, biotitem a chloritem. Původ dioritových porfyritů autoři vysvětlují mísením lamprofyrické a kyselé taveniny. Obsahy U odpovídají ve všech žilných horninách chondritickým a korovým hodnotám, a nebyly tedy ovlivněny současným mineralizačním pulsem. Hodnoty stabilních izotopů kyslíku v karbonátových minerálech ukazují na jejich krystalizaci z nízkoteplotních hydrotermálních roztoků. Izotopické hodnoty síry ze sulfidických minerálů kersantitů a dioritových porfyritů ukazují na mísení korového a plášťového zdroje. Hluboce založené struktury, jejímiž projevy jsou výskyty mafických žil ve studované oblasti, představují podle autorů dráhy či zóny oslabení, které následně využily ke svému výstupu mineralizované hydrotermální roztoky.

4.6 Předmezozoické lamprofyry v lužické oblasti

Labské břidličné pohoří

Lamprofyry vystupující v rámci labského břidličného pohoří zhodnotili Weber *et al.* (1997) a Kurze *et al.* (1998). Autoři vyčlenili v oblasti tři typy žil: spessartity, amfibolické kersantity a minety. Orientace žil kolísá mezi směry V–Z a SZ–JV. Typické je nabohacení u Zr (785–1448 ppm) a Ba (2247–3605). Provedené K-Ar datování tmavých slíd ze dvou vzorků ukázalo na spodnokarbonské stáří žil (331 a 336 Ma). Autoři předpokládají existenci genetické vazby studovaných žil a nedalekého míšeňského masivu.

Míšeňský masiv

I když už Sauer (1889) zaznamenal v míšeňském masivu žíly lamprofyrů, jejich komplexní studium bylo provedeno až mnohem později. Zasloužily se o to především práce Wenzela *et al.* (1997, 2000). Na základě provedených Ar-Ar datování došlo k intruzi míšeňského granitu i žilných lamprofyrů (minety a kersantity) před 330 až 326 miliónem let. Plutonické členy masivu jsou tvořeny přibližně z 50 % staršími gabroidními až monzonitickými horninami, dalších 50 % představují mladší granity v centru masivu. Shodná Nd izotopická signatura kersantitů a většiny gabroidních a monzonitických hornin je Wenzelem *et al.* (2000) vysvětlována derivováním ze stejného zdroje obohaceného subdukcí oceánského typu kůry. Naproti tomu minety mají původ v kontinentálním litosférickém plášti s vysokým izotopickým poměrem $^{87}Sr/^{86}Sr_{(330\ Ma)}$ (0,70686 a 0,70738) a nízkými hodnota-

mi $\varepsilon_{Nd\ (330\ Ma)}$ (–4,1 a –4,3). Nejprimitivnější mineta s nejnižším obsahem Nb je nejvíce obohacená o Th a U. To ukazuje na ovlivnění zdroje subdukcí svrchní kontinentální kůry. Lamprofyry byly podle autorů odvozeny z různě obohacených domén v kontinentálním litosférickém plášti.

Lužický pluton

V celém území Šluknovského výběžku jsou v rámci lužického plutonu popisovány poměrně hojné výskyty žilných hornin pestrého petrografického složení: dolerity, dioritové, granodioritové a granitové porfyry (např. Opletal *et al.* 1983). Souhrnně žíly charakterizovali Opletal *et al.* (2001). Žilné horniny (zejména dolerity) byly často předmětem těžby. Proto jsou dobře odkryté ve starších, dnes opuštěných lomech a lůmcích. Jejich mocnosti se pohybují od několika dm do několika m, zřídka však překračují desítku metrů. Na žíly doleritů je vázáno zajímavé Ni-Cu zrudnění (Vavřín a Frýda 1998). Pro dolerity bylo ve starší literatuře používáno také označení „diabas" nebo „lamprofyr". Mimo výše zmíněných doleritových žil jsou z německé strany lužického plutonu uváděny rovněž výskyty kersantitů, spessartitů a vogezitů (Pietzsch 1962).

Mafické žíly lužického plutonu mají v jeho západní části orientaci SZ–JV, v centrální části převládá směr ~V–Z, a v jeho východní části dominuje směr SV–JZ. Peschel *et al.* (1973) rozdělili mafické žíly lužického plutonu na starší skupinu doleritů a mladší skupinu alkalických (amfibolických) doleritů, pro kterou je typický směr SV–JZ. Tento směr mají podle Kramera (1998) žíly spessartitů, které dominují ve východní části plutonu, zatímco žilné dolerity (mikrogabra až mikrodiority) převládají v jeho centrální a západní části.

Podle Kramera *et al.* (1977) jsou žilné dolerity kadomské s K-Ar stářím kolem 400 miliónů let. Mladší amfibolické dolerity mají mít stáří pouze okolo 230 miliónů let.

Na základě publikovaných výzkumů se autor této práce domnívá, že lamprofyry, které dominují ve východní části lužického plutonu, jsou variského stáří, stejně jako obdobné lamprofyry v okolních geologických jednotkách (např. labské břidličné pohoří nebo krkonošsko-jizerský pluton). Jejich záměnou za dolerity mohly být v dřívějších pracích chybně přiřazovány ke starším žilám, které převládají v centrální a západní části plutonu. Tato nepřesnost v pojetí lamprofyrů lužického plutonu sebou nese negativní důsledek, který se naplno projevil v nově publikované mapě Českého masivu v měřítku 1:500 000 (Cháb *et al.* 2007). Zde jsou lamprofyry nakresleny jako intruze, které proráží především centrální a západní částí lužického plutonu. Pravděpodobně z tohoto důvodu jsou pak lamprofyry celého Českého masivu v legendě zařazeny mezi předvariská intruziva a intruziva neznámého stáří (často deformovaná a metamorfovaná).

Za zmínku stojí rovněž skutečnost, že žilné lamprofyry byly využívány jako suroviny pro výrobu pravěkých broušených artefaktů. Například Chudziak a Gunia (2007) zaznamenali nález neolitické sekerky vyrobené z kersanitu. Jako zdrojovou oblast autoři předpokládají žíly vystupující v lužickém plutonu nebo v okolních jizerských ortorulách.

Krkonošsko-jizerský pluton a krkonošsko-jizerské krystalinikum

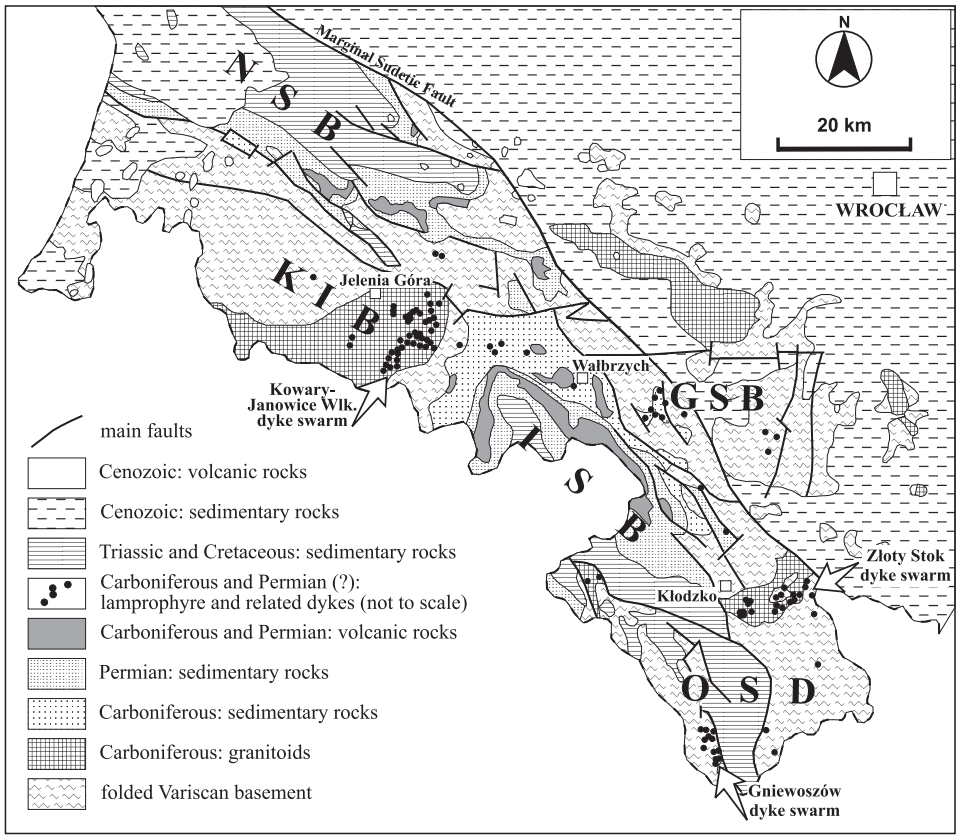
Žíly lamprofyrů vystupujících v české části krkonošsko-jizerského plutonu zhodnotil Pták (1963). Ve své publikaci uvádí lokalizace lamprofyrových žil, jejich petrografickou charakteristiku a chemické analýzy. Tato práce je však podle Mrázové *et al.* (2001) zatížena primárně chybným určením, neboť publikované chemické analýzy jsou v rozporu s přiřazenými názvy. Pták (1963) uvádí výskyty minet, kersantitů a spessartitů až syenodioritových porfyritů. V severní části Jizerských hor mají žíly převážně směr V–Z až ZSZ–VJV. Ve střední části se žíly stáčejí do směru SZ–JV nebo SSZ–JJV.

V širším okolí Tanvaldu bylo popsáno několik žil slídnatých lamprofyrů vázaných na systém puklin s orientací SZ–JV. Jejich petrografickou charakteristiku provedli Mrázová *et al.* (2001). Horniny jsou jemnozrnné až stejnoměrně zrnité, mají šedozelenou barvu s nádechem do hněda. Ojediněle se v nich vyskytují drobná křemenná zrnka, někdy jsou hojné malé shluky chloritizovaného biotitu nebo rozložené pyroxeny a amfiboly. Mikrosko-

picky je patrná ofitická struktura, často i porfyrická. Vyrostlice tvoří biotit, často silně chloritizovaný, ojediněle amfibol a rozložené pyroxeny. Pseudomorfózy (nejčastěji po olivínu), bývají vyplněny shluky chloritu. Drobné křemenné xenokrysty mají reakční amfibol-pyroxenový lem. Zastoupení draselného živce a plagioklasu je proměnlivé.

Magmatické a tektometamorfní děje byly v krkonošsko-jizerské oblasti ukončeny chladnutím granitů krkonošsko-jizerského plutonu a intruzemi žilného doprovodu před 314 ± 6 Ma (Marheine *et al.* 2002). Toto stáří bylo zjištěno Ar-Ar datováním flogopitového koncentrátu získaného z olivín-pyroxenické minety od Železného Brodu.

Petrologickou charakteristiku mafických i felsických žil z polské části krkonošsko-jizerského plutonu prezentovali Awdankiewicz *et al.* (2005a). Autoři navázali na starší výzkumy v dané oblasti (např. Berg 1923, Borkowska 1966). Výskyty lamprofyrů se koncentrují především v 20 km dlouhém a 10 km širokém žilném roji s orientací SSV–JJZ vystupujícím jv. od města Jelenia Góra (obr. 17). Variské žíly odpovídají lamprofyrům (richteritová mineta, mineta, vogezit) mikromonzodioritům, mikrogranitům a aplitům. Draselné minety představují primitivní plášťovou taveninu, ostatní mafické a felsické žíly s vápenatoalkalickou afinitou jsou modifikované frakcionací, asimilací a míšením s korovým členem.



Obr. 17. Hlavní výskyty lamprofyrů a příbuzných mafických žil v polské části lužické oblasti. Upraveno podle Awdankiewicze (2007b). Legenda: KIB – krkonošsko-jizerské krystalinikum; GSB – sovíhorský blok; OSD – orlicko-sněžnické krystalinikum; ISB – vnitrosudetská pánev; NSB – severosudetská pánev.

Fig. 17. Main distribution of lamprophyres and associated mafic dykes in the Polish part of the Lusatian Region. Modified according Awdankiewicz (2007b). Legend: KIB – Karkonosze-Izera Block; GSB – Góry Sowie Block; OSD – Orlica-Śnieżnik Dome; ISB – Intra-Sudetic Basin; NSB – North-Sudetic Basin.

Awdankiewicz *et al.* (2005b) podrobně charakterizovali richteritovou (peralkalickou) minetu z lokality Bukowiec. Žíla, která proniká granity ve východní části krkonošsko-jizerského plutonu, má přechodný geochemický charakter mezi minetou a lamproitem. Magma, jehož zdroj předpokládají autoři v metasomatizovaném plášti, prodělalo polybarickou krystalizaci a bylo ovlivněno hybridizačními procesy. V závěrečné fázi krystaloval modrý amfibol (winchit-riebeckit). Tato žíla byla nově odatována metodou Ar-Ar na flogopitu na 299 Ma (Awdankiewicz *et al.* 2009).

Během terénního studia peralkalické minety z lokality Bukowiec, se autorovi této práce podařilo najít drobné několik cm mocné felsické žilky, které minetou strmě prorážejí. V mikroskopu žilky odpovídají složením peralkalickému mikrogranitu s minerální asociací alkalický živec – alkalický amfibol – křemen. Tento nález je zajímavý v tom, že umožňuje na jedné lokalitě sledovat proces diferenciace peralkalické minety respektive lamproitu. Mikrosondové studium minerálů ukázalo na některé rozdíly oproti minetě. Draselné živce v lamporfyru mají ve srovnání s živci v mikrogranitu nižší obsahy K_2O (v průměru o 4 hm. %), třikrát vyšší obsahy Ba a hodnoty Sr nad mezí detekce. Jak v mikrogranitu, tak v minetě jsou richteritové amfiboly s podobnou zonalitou s aktinolitovým lemem. Na příkladu složení amfibolů je možné sledovat vývoj ve složení taveniny. Centrální partie alkalického amfibolu v minetě jsou Cr a Mg bohatší, oproti centrálním partiím alkalického amfibolu v mikrogranitu. V minetě je možné pozorovat, jak amfibol postupně obrůstá zonální tmavou slídu. Tento proces, který je umožněný mj. díky nárůstu obsahu Fe iniciovaným předchozí krystalizací zonálních slíd, byl v lamprofyrech pozorován Schulzem *et al.* (1985). To vysvětluje absenci tmavé slídy v rámci frakcionované mikrogranitové žilky. Konec krystalizace tmavé slídy umožnil nárůst obsahu F v tavenině, který se tak více zavazoval do alkalických amfibolů v mikrogranitu.

Výskyty svrchnopaleozoických žilných hornin v krkonošsko-jizerském krystaliniku shrnul Kachlík (2007). Svrchnokarbonské lamprofyry (minety, kersantity) vystupují jako maximálně několik metrů mocné žíly v jizerských ortorulách i staropaleozoických horninách ještědského a železnobrodského krystalinika. Na studovaných lokalitách mají sv.–jz. průběh. Minety jsou složeny z draselného živce, hořečnatého biotitu až flogopitu, chloritu pseudomorfujícího původní pyroxen, plagioklasu, karbonátu a křemene. Akcesoricky je přítomen zejména jehlicovitý i krátce sloupcovitý apatit. Kersantity, které vytvářejí dvě až několik set metrů protažené žíly v sv. okolí Kryštofova údolí, mají vyšší modální obsahy plagioklasu a hnědého amfibolu, který je přeměňován na bezbarvý aktinolitický amfibol. Dlouze lupenitý flogopit je většinou zcela pseudomorfován trávově zeleným chloritem. Jelikož mezi minerály základní hmoty a vyrostlicemi nejsou přílišné rozdíly v zrnitosti, připomíná hornina subvulkanické typy lamprofyrů – vaugnerity. Ultramafická hornina od Nové Vsi, která proniká jizerskými porfyrickými ortorulami, je složena převážně z hnědého amfibolu (nahrazován modrozeleným až bezbarvým magneziohornblendem a aktinolitem) a flogopitu. Draselný živec a křemen je přítomen v podřízeném množství, stejně jako epidot (vzniká na úkor amfibolu), apatit a ilmenit. Vzhledem k subsolidové deformaci horniny nevylučuje Kachlík (2007) i vyšší stáří žíly.

Žíly postkinematických peralkalických mikrosyenitů až mikrogranitů vystupující v okolí Janských Lázní a v. od Svobody nad Úpou, které zdokumentoval Domečka (1969), mají převážně v.–z. až vsv.–zjz. směr. Pronikají metabazity a fylity staropaleozoického stáří. Felsické minerály základní hmoty (mikroklin a nepodstatně zastoupený křemen) výrazně dominují nad vyrostlicemi tmavých minerálů, které jsou tvořeny tmavou slídou a alkalickým amfibolem.

Nově byla publikována práce, která se podrobně zabývá interakcí mafického a felsického magmatu při genezi krkonošsko-jizerského plutonu (Słaby a Martin 2008). Na základě výsledků podrobného geochemického modelování autoři předpokládají rozsáhlé míšení magmat, které se uplatnilo při vzniku porfyrické variety granitů. Většina plutonu byla postižena interakcí s mafickým magmatem lamprofyrového složení, kterého bylo potřeba

více než 75 km^3. Mafické magma bylo odvozeno přímo tavením metasomatizovaného pláště, případně prošlo několika dílčími magmatickými krby v kůře. Obsahy kompatibilních prvků (např. Ni) ukazují, že mafické magma hybridizující granitovou taveninu, o ně bylo postupně ochuzováno.

Kaczawské paleozoikum

Jednotka budující Kaczawské hory je dominantně tvořena zvrásněným ordovicko-devonským vulkanosedimetárním komplexem (MAZUR *et al.* 2006). V okolí obce Radzimowice jsou známé výskyty křemen-sulfidické mineralizace (Au-As-Cu), které jsou prostorově vázané na svrchnokarbonskou postkolizní draselnou intruzi dacitických a lamprofyrických hornin (MIKULSKI 2005). Žíly lamprofyrů představují poslední magmatickou epizodu a předcházejí vlastní hydrotermální mineralizaci. Lamprofyry odpovídají kersantitům a spessartitům.

Sovíhorský blok

AWDANKIEWICZ *et al.* (2004) souhrnně zhodnotili výskyty lamprofyrů v Sovích horách. Kersantity intrudovaly jako ložní i pravé žíly do rul i nadložních karbonských sedimentů během finálních fází variské orogeneze. Tyto žíly obsahují celou škálu uzavřenin (megakrysty, xenokrysty, enklávy vyvřelých hornin) rozdílného složení a textur. Autoři předpokládají, že kersantitové žíly představují slabě homogenizovanou taveninu derivovanou z korového magmatického krbu, ve kterém došlo k hybridizaci mafickou (plášťovou) taveninou.

Orlicko-sněžnické krystalinikum a staroměstská skupina

Výskyty žilných hornin v rámci orlicko-sněžnického krystalinika i sousední staroměstské skupiny jsou velmi hojné. Prorážejí většinu horninových typů, jsou postkinematické a nejmladší. Představují velmi pestrou horninovou suitu od minety přes dioritové a gabrové porfyrity až k alkalickým žilám (OPLETAL *et al.* 2000).

Geologii mladých žilných hornin vystupujících v Rychlebských horách a v širším okolí Starého Města pod Sněžníkem popisuje NĚMEC (1957). Několik známých výskytů lamprofyrů (např. KVĚTOŇ 1951) rozšířil o dalších 50 žil (obr. 18). Subvertikální žíly mají nejčastěji průběh V–Z. Ostatní směry kolísají mezi SZ–JV a ZJZ–VSV. Mocnost žil kolísá od 10 cm po 3 m. Nejdelší žíla vystupující severně od Travné byla autorem sledována na vzdálenost 3 km. Žíly mají zchlazené okraje. V lomu jižně od Bílé Vody autor pozoroval protínání starší žíly aplitu lamprofyrem. Na ložisku u Hynčic je na žílu lamprofyru vázáno antimonové zrudnění.

Geologii mladých žilných hornin vystupujících v jižní části skupiny Králického Sněžníku publikoval NĚMEC (1958). Rozšířil tak práci z roku 1957 o nález dalších devatenácti žil. Charakteristickým znakem žil jižní části skupiny Králického Sněžníku je jejich přibližně severojižní průběh paralelní s ramzovským nasunutím a odlišné nerostné složení oproti severnějším výskytům. Důležitým poznatkem autora je zjištění, že se studované žíly nevyskytují na jih od bušínského zlomu.

Alkalické žilné horniny vystupují jak v Rychlebských horách, tak ve skupině Králického Sněžníku, avšak nejvíce jsou rozšířeny v Orlických horách. Zde je petrograficky charakterizoval PAUK (1958). Nejvýraznější alkalickou povahu mají podle názoru autora žilné syenity. Středně zrnitým slohem se vyznačuje biotit-amfibolický peralkalický syenit ze žíly asi 15 m mocné, odkryté v opuštěném lomu u Velké Zdobnice. Alkalický amfibol zde podle zjištění autora odpovídá arfvedsonitu. Obdobný amfibol obsahuje rovněž žíla jemnozrnného peralkalického syenitu z Říček u Rokytnice. Mezi lamprofyry autor vyčleňuje jednak normální minety s vyrostlicemi tmavé slídy, případně i pyroxenu a olivínu, jednak minety, které kromě biotitu obsahují jehličkovité alkalické amfiboly, které jsou buď primární složkou, nebo vzniklé sekundárně na úkor tmavé slídy. Mineta normálního typu byla nalezena v lomu na katastru obce Bystřice u Jablonného n. Orlicí. Minety s alkalickým amfibolem

byly nalezeny v Kunvaldu a Olešnici. U Mladkova a Lichkova přechází žíly peralkalických minet až vogezitů postupným ubýváním tmavých minerálů až do aplitů. Od většiny minet a mineto-vogezitů se pak odlišuje svou velkou bazicitou olivín-pyroxenická mineta nalezená v zářezu silnice z Neratova do Kunštátu. Autor se domnívá, že všechny žíly představují doprovod plutonitů, které se vykytují na jihozápadním úpatí Orlických hor.

Němec (1965b) rozšířil seznam alkalických žilných hornin Orlických hor o dvě nové lokality. Jedná se především o žíly syenitů s eckermannitem, které vystupují u samoty Rysé u Říček. Dále autor zdokumentoval výskyt mikrogranitu s eckermannitem od Horní Rokytné.

Při studiu žilných hornin Rychlebských hor, skupiny Králického Sněžníku a Bystřických hor byly Němcem (1966b) ověřeny výskyty několika alkalických žil. V Rychlebských horách se jedná o žílu j. od Lądku, tvořenou peralkalickou amfibol-pyroxenickou minetou. O této žíle se zmiňuje již Dathe (1898). Ve skupině Králického Sněžníku autor ověřil výskyt minety s alkalickým amfibolem a pyroxenem u Hartíkova. Tuto minetu již dříve studoval Waldmann (1935). Podobná mineta s alkalickým amfibolem vystupuje také 1 km jz. od přádelny v Hanušovicích. V Bystřických horách zaznamenal Němec (1966b) nález peralkalického mikrogranitu u Gniewoszówa a Poręby.

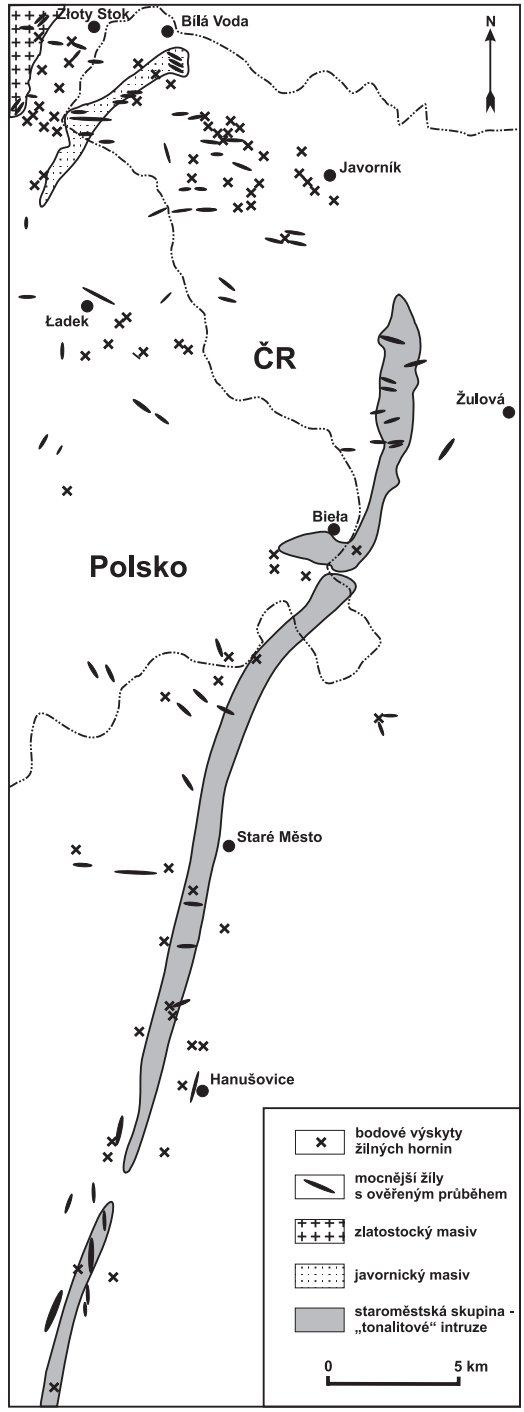
Výsledky studia chemického složení amfibolů publikoval Němec (1973b). Autor uvádí, že se ve spessartitech a gabrových porfyritech nejčastěji vyskytují magneziohastingsity. Amfiboly peralkalických minet až mikrogranitů odpovídají richteritu, eckermannitu a riebeckitu. Typ alkalického amfibolu je určován obsahem Ca mateřské horniny (viz též Němec 1973c).

Celkové zhodnocení lamprofyrických žil orlicko-sněžnického krystalinika a staroměstské skupiny publikoval Němec (1975b, 1975c) ve dvou navazujících článcích. V celé oblasti převládají amfibolické spessartity a mikrogabra nad minetami a kersantity. Všechny typy žilných hornin jsou navzájem spojené přechody. Parentální magma mělo podle autora složení odpovídající spessartitu. Jeho diferenciací vznikla sodná (amfibolické horniny) a draselná (minety, kersantity, alkalické žíly) série. Výsledky novějších prací však tento názor nepotvrzují (srov. Awdankiewicz 2007b).

Výsledky studia lamprofyrů vystupujících v Rychlebských horách, ve skupině Králického Sněžíku, Orlických horách i na Českomoravské vrchovině shrnul Němec (1977) v obecné práci zabývající se diferenciací lamprofyrického magmatu. Autor odvozuje původ celé škály horninových typů diferenciací z lamprofyrického magmatu. Diferenciace proběhla ve dvou směrech. První směr je zastoupen sodnou sérií s posloupností spessartit – mikrogabro a gabrový porfyrit – mikrosyenogabro. Druhý směr představuje draselná řada s posloupností kersantit – mineta – alkalická mineta – alkalický mikrogranit a mikrosyenit. Ve svém bazickém počátku, tj. v oblasti kersantitů a spessartitů se obě série spojují. Diferenciační trend byl určován obsahem Al v původním magmatu. Jestliže Al bylo v přebytku, vyvinula se sodná série, jestliže naopak magma bylo podsycené Al, vyvinula se série draselná. I když se jedná o svým způsobem jedinečnou práci, pozdější práce jiných autorů dokládají neudržitelnost představeného konceptu (např. Holub 1993).

Žilné horniny Orlických hor nověji zpracovali Opletal *et al.* (1980). Na základě výsledků radiometrického datování (metoda K-Ar) autoři předpokládají, že žíly intrudovaly před ca. 400 miliónem let. Autoři dále vyvozují, že poslední regionální metamorfóza v Orlických horách je předvariská a granitoidy orlicko-sněžnického krystalinika jsou pravděpodobně kaledonské.

Zajímavé výsledky přineslo datování posttektonické a postmetamorfní žíly peralkalického mikrosyenitu až mikrogranitu od Velké Zdobnice v Orlických horách. Kröner *et al.* (2001) žílu odatovali na 492 Ma (Pb-Pb na zirkonu). Protože žíla proniká sněžnickou ortorulou autoři předpokládají úměrně vyšší stáří vzniku ortoruly. Żelaźniewicz *et al.* (2006) odatováním stejné žíly (U-Pb na zirkonu) dospěli k rozdílnému závěru. Podle výsledku datování se jedná o variskou intruzi se stářím 326 ± 3 Ma. Předchozí vyšší stáří zjištěné



Obr. 18. Výskyty žil lamprofyrů a lamproitů blízko hranice Lugika a Silezika (Němec 1975b).
Fig. 18. Distribution of lamprophyre and lamproite dykes close to Lugicum/Silesicum boundary (Němec 1975b).

Krönerem *et al.* (2001) je autory vysvětlováno analýzou zirkonového xenokrystu pocházejícího z okolní ortoruly.

Výsledky studia lamprofyrů vystupujících v polské části orlicko-sněžnického krystalinika publikoval Awdankiewicz (2007a, 2007b, 2008). Lamprofyry se koncentrují do žilného roje o rozsahu 7×4 km v okolí Gniewoszówa (obr. 17). Žilný roj má orientaci SSZ–JJV. Pozice žilného roje může podle autorů geneticky souviset s variskou suturovou zónou (vystupuje přibližně 10 km na jihozápad), kterou Mazur *et al.* (2005) považují za analogii hranice bohemikum/moldanubikum. Gniewoszówský roj je tvořen „normálními" minetami a richteritovými minetami. Tyto žíly mají obdobně jako minety s lamproitní afinitou (vystupující blízko hranice bohemikum/moldanubikum ve středočeské oblasti) charakteristickou negativní Eu anomálii. Důležité Ar-Ar datování dvou richteritových minet z Gniewoszówského žilného roje ukázalo na obdobné stáří 329 Ma (Awdankiewicz *et al.* 2009). Podle výsledků autorova souhrnného geochemického zhodnocení lamprofyrů a příbuzných mafických hornin (monzonity, mikromonzodiority), které vystupují v polské části lužické oblasti, se richteritové minety vyznačují přítomností pozitivní, a nebo negativní Nb anomálie (Awdankiewicz 2007b, 2008). Richteritové minety mají široké rozpětí hodnot εNd (300 Ma) mezi –8,3 až +1,9, a také široké rozpětí poměru $^{87}Sr/^{86}Sr_{(300\ Ma)}$ mezi 0,715 až 0,7037. Ostatní žíly vykazují negativní korelaci izotopických poměrů Nd a Sr, které leží na přímce mezi dvěma extrémy vymezenými richteritovými minetami. Richteritové minety s pozitivní Nb anomálií mohly být generovány nízkým stupněm parciálního tavení ochuzeného a znovu obohaceného astenosferického pláště za vysokých poměrů H_2O/CO_2. Richteritové minety s negativní Nb anomálií byly generovány obdobným procesem z litosférického pláště kontaminovaného subdukovaným korovým materiálem.

Javornický masiv

Petrografické studium mladých žilných hornin javornického masivu provedl Němec (1955). Žíly jsou zpravidla malé mocnosti a mají všechny přibližně stejný východozápadní směr. Petrografická klasifikace žilných hornin je podle názoru autora nesnadná. Pro žíly nejde použít název porfyr (pouze výjimečná přítomnost vyrostlice plagioklasu) ani mikrodiorit (nízká bazicita plagioklasů). Označení lamprofyr se autor také brání, protože žíly mají nízký obsah tmavých minerálů (maximálně 30 obj. %). Proto jsou žíly klasifikovány zajímavými názvy jako amfibolický syenitový aplit, leukokratní dioritový aplit, dioritový aplit a amfibolický albitový aplit.

Zlatostocký masiv

Žilné horniny zlatostockého masivu zhodnotil Wierzchołowski (1977) a nově také Awdankiewicz (2007a, 2008). Žíly v počtu několika set tvoří roj na ploše 6×15 km (obr. 17). Tento roj zahrnuje vogezity a spessartity stejně jako více felsické horniny dioritového, syenitového až granitového složení. Lamprofyrické žíly jsou mocné do 10 m s běžně zachovalou proudovou foliací a zchlazenými okraji. Některé žíly jsou plasticky deformované (tzv. synplutonické žíly) a byly pravděpodobně vmístěny před konsolidací okolních granitoidů. Tato skutečnost společně s hojným výskytem mafických mikrogranulárních enkláv (např. Lorenc 1994) ukazuje (podle názoru autora této práce) na významnou roli plášťově derivovaného lamprofyrického magmatu, během formování tohoto plutonu.

V minerálním složení vogezitů se jako vyrostlice uplatňují amfiboly (magneziohastingsit) a klinopyroxeny (augit). Základní hmota je tvořena alkalickými živci, křemenem, apatitem a opakními minerály. Geneticky významné jsou výskyty křemenných xenokrystů s klinopyroxenovými reakčními okraji a zaoblené chloritizované biotitové xenokrysty. Spessartity jsou podobné vogezitům až na hojný výskyt sericitizovaného plagioklasu v základní hmotě, poněkud nižší barevný index a variabilnější složení amfibolů a pyroxenů (magneziohornblend až tschermakit, augit až diopsid).

Wierzchołowski (2003) doložil v rámci zlatostockého masivu mj. výskyty alkalických žil obsahujících draselný richterit.

Strzegomský masiv

Amfibol-biotitické granity svrchnokarbonského masivu Strzegom-Sobótka obsahují řadu mafických enkláv s magmatickými texturami. Podle výsledků geochemického modelování mělo primární mafické magma, které způsobilo hybridizaci granitů, s velmi vysokou pravděpodobností (R^2 = 97 %) složení lamprofyru (Domańska-Siuda a Słaby 2005).

Novoměstské krystalinikum

Z tohoto krystalinika není uváděn výskyt žíly lamprofyru.

Zábřežské krystalinikum

V tomto krystaliniku nebyl zaznamenán výskyt lamprofyru.

Limnické pánve lužické oblasti

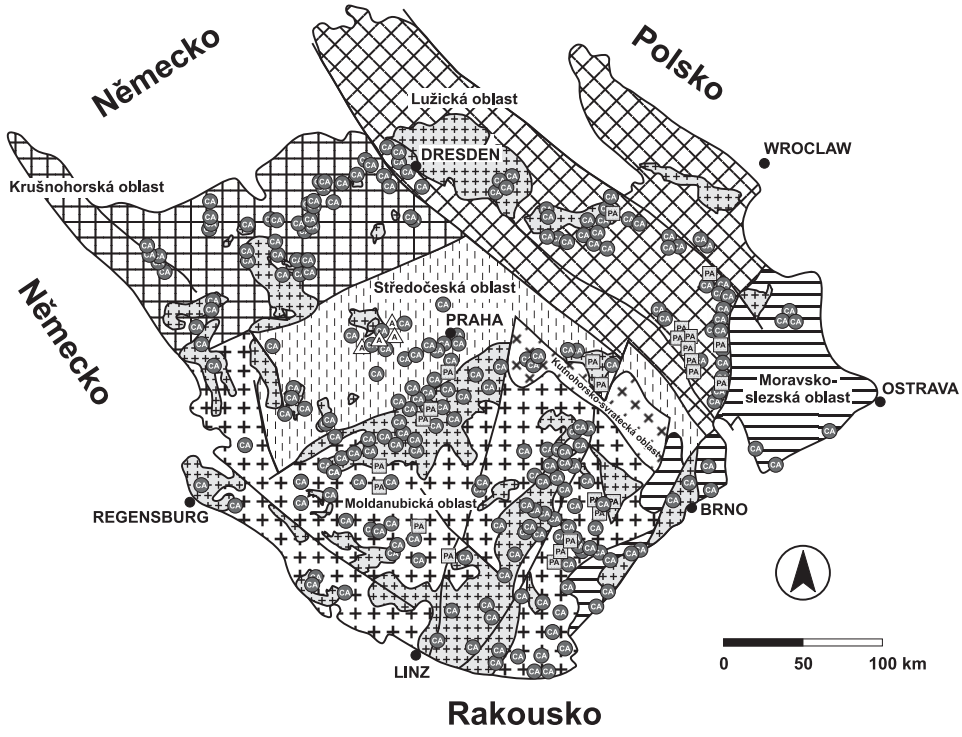
Výskyty produktů svrchnopaleozické postkolizní vulkanické aktivity jsou dobře známé jak z podkrkonošské, tak z vnitrosudetské pánve. Výskyty žil lamprofyrů však byly zaznamenány pouze v polské části vnitrosudetské pánve. Žíly, které zde pronikají do svrchnokarbonských sedimentů, odpovídají svým složením především minetám. Jejich studium nově provedl Awdankiewicz (2007b). Z mineralogického hlediska jsou u těchto žil zajímavé vyrostlice tmavé slídy, které jsou nápadné svou barevnou zonálností se světlým slabě oranžovým flogopitovým středem a tenkým hnědočerným biotitovým okrajem. Tato zonálnost je charakteristickým znakem peralkalických žil, a nebo žil s lamproitní afinitou (nemusí obsahovat alkalický amfibol nebo pyroxen).

Nálezy předmezozoických lamprofyrů z orlické pánve ani z drobných výskytů permu v Orlických horách nejsou známy. Jediný doklad variské postkolizní magmatické aktivity svázané s extenzním gravitačním kolapsem představuje výskyt valounů alkalickoživcového trachytu v permském slepenci, který vystupuje při jižním ukončení orlické pánve v okolí Předního Arnoštova (Krmíček *et al.* 2010).

5. Interpretace a shrnutí výskytu předmezozoických žilných lamprofyrů a souvisejících intruzí v jednotlivých oblastech Českého masivu

Předmezozoické lamprofyry Českého masivu vystupují ve všech jeho vyčleňovaných oblastech. Jak vyplývá z provedeného přehledu, není distribuce lamprofyrů v rámci tohoto masivu uniformní. Některé bodové výskyty v rámci moravskoslezské oblasti pravděpodobně souvisí s nejmladšími projevy předmezozoické lamprofyrické aktivity v rámci Českého masivu. U žilných rojů je patrná vazba na významné tektonické linie. Takovou linii představuje například hranice bohemika s modanubikem, a nebo její předpokládaný ekvivalent v lužické oblasti (obr. 19). Vazba na tektonické linie se v rámci krušnohorské oblasti projevuje prostorovým a případně i genetickým sepětím lamprofyrů s významnými rudními revíry.

Z hlediska geochemického zastoupení jednotlivých horninových typů žil převládají v rámci Českého masivu postkolizní vápenato-alkalické (šošonitové) intruze (obr. 19), které nejčastěji odpovídají složením minetě, kersantitu, spessartitu, mikrodioritu a mikrosyenitu. Jak v moldanubiku, tak lugiku se navíc můžeme setkat s výrazným zastoupením peralkalických geochemických typů žil odrážejících v různé míře vliv litosférického pláště kontaminovaného vyzrálým korovým materiálem na straně jedné a jeho interakci s astenosferickým typem pláště na straně druhé. Ve středočeské oblasti narazíme také na alkalické typy lamprofyrů (ve smyslu Rocka 1991), jenž mají oproti vápenato-alkalickým a peralkalickým typům nápadně snížené obsahy SiO_2, a které nejlépe vystihuje označení camptonit. Tyto lamprofyry bývají doprovázeny výskyty drobných zonálních těles alkalických dioritů, meladioritů až hornblenditů.



Obr. 19. Hlavní výskyty lamprofyrů, lamproitů a souvisejících žilných intruzí v Českém masivu. Legenda: CA – vápenato-alkalické (šošonitové) intruze: mineta, kersantit, spessartit, mikrodiorit, mikrosyenit; A – alkalické intruze: camptonit, tělesa alkalických dioritů, meladioritů až hornblenditů; PA – peralkalické intruze: „peralkalická mineta až mikrogranit". Regionálně-geologické členění Českého masivu s vyznačením pozice hlavních granitoidních intruzí (šedá šrafa s křížky) bylo upraveno podle Zoubka (1985).

Fig. 19. Main distribution of lamprophyres, lamproites and associated dyke intrusions in the Bohemian Massif. Legend: CA – calc-alkaline (shoshonitic) intrusions: minette, kersantite, spessartite, microdiorite, microsyenite; A – alkaline intrusions: camptonite, small stocks of alkaline diorites, meladiorites to hornblendites; PA – peralkaline intrusions: "peralkaline minette to microgranite". Regional geological subdivision of the Bohemian Massif with location of main granitoid intrusions (grey colour with crosses) was modified according Zoubek (1985).

5.1 Moravskoslezská oblast

V předmezozoických geologických jednotkách moravskoslezské oblasti byly v minulosti popsány výskyty různých lamprofyrických žil. Jsou známé jak v rakouské (Neubauer *et al.* 2003), tak české části dyjského masivu (Čtyroký a Batík *et al.* 1983) a v přilehlé části moravského příkrovu (Němec 1960), v brněnském masivu (Hanžl *et al.* 2000), v bazálních devonských klastikách (Přichystal 1994a), vrbenské skupině (Krmíček a Opletal 2007), avšak nejvíc výskytů bylo dosud zaznamenáno v moravskoslezském kulmu (např. Dvořák a Přichystal 1982, Zapletal a Zimák 1994, Krmíček a Přichystal 2005). Lamprofyry rovněž prorážejí molasovými sekvencemi hornoslezské pánve (např. Heflik a Morycz 1991). Zatím nebyly lamprofyry zjištěny v krystaliniku Hornomoravského úvalu, svratecké klenbě moravika, ve většině jednotek silezika a dokonce ani ve vápencovém vývoji moravskoslezského devonu. Skutečnost, že se zatím nepodařilo nalézt žílu lamprofyru prorážející nemetamorfovanými vápenci Moravského krasu, ve kterých jsou odkryty desítky kilometrů kvalitních výchozů, vede autora této práce k myšlence, že mocné sekvence karbonátových hornin mohou představovat pro lamprofyrické intruze určitý typ geochemické

a/nebo strukturní bariéry. Toto ovšem neplatí pro mramory, kterými lamprofyry v jednotlivých oblastech Českého masivu prorážejí.

Krmíček (2007) prezentoval argumenty pro genetickou vazbu mezi lamprofyrickým a granitoidním magmatismem během formování žulovského plutonu. Skutečnost, že při genezi tohoto plutonu hrála významnou roli hybridizace lamprofyrickou taveninou nově podporují také výsledky autorova geochemického modelování. Obdobně lze pohlížet i na genezi severněji ležícího střelínského masivu (Lorenc 1994).

Stáří lamprofyrů vystupujících v moravskoslezské oblasti je pozdně variské. Úvahy o možném kadomském stáří (například v dyjském masivu – Čtyroký a Batík *et al.* 1983) nejsou podle názoru Krmíčka a Přichystala (2005) dostatečně opodstatnělé. Nejnovější výsledky publikovaných (Neubauer *et al.* 2003) i nepublikovaných (datoval M. J. Timmerman) radiometrických datování žil (Ar-Ar na tmavé slídě) ukazují na široké rozpětí lamprofyrické aktivity, která mohla v předpolí variského orogenu probíhat až do konce spodního permu (325–275 Ma).

5.2 Moldanubická oblast

Moldanubikum představuje oblast velmi bohatou na žilné horniny. Detailní geologický výzkum Říšského geologického ústavu ve Vídni zde probíhal již od druhé poloviny 19. století. Nepřekvapuje proto, že první zmínky o výskytu žil kersantitů pochází už z roku 1883, a to jak z jeho rakouské části – Waldwiertelu (Becke 1883), tak ze západomoravského moldanubika (Foullon 1883). Za jedny z nejzajímavějších lze v této oblasti považovat peralkalické žíly, které vystupují zejména v okolí Třebíče a Raabsu a v menší míře je známe také z jižních Čech. Tyto žilné horniny, pro které je typická minerální asociace draselný amfibol – mikroklin ± flogopit ± egirín ± křemen, byly do geologické literatury uvedeny Hacklem a Waldmannem (1935) pod lokálními názvy jako raabsit (peralkalická mineta), thuresit (peralkalický mikrosyenit) a karlsteinit (peralkalický mikrogranit). Na peralkalické žíly vystupující podél východního okraje Českého masivu je vázána unikátní Ba-Ti-Zr mineralizace (baotit-benitoit-bazirit-henrymeyerit). Z této mineralizace byl zatím podrobněji charakterizován pouze baotit (Němec 1987b). Výše uvedené peralkalické žíly mají chemické složení plně srovnatelné s orogenním (mediteránním) typem SiO_2 bohatých lamproitů!

Stáří lamprofyrů v moldanubické oblasti je pravděpodobně spodno i svrchnokarbonské. Za plutonické ekvivalenty spodnokarbonských slídnatých lamprofyrů můžeme považovat nejméně diferencované členy durbachitové série (např. Holub 2005a, Parat *et al.* 2010).

5.3 Kutnohorsko-svratecká oblast

V rámci kutnohorsko-svratecké oblasti se zdokumentované výskyty variských žilných lamprofyrů, které jsou představovány pouze slídnatými typy, omezují výhradně na kutnohorské krystalinikum. Losertem (1962) zde byl podrobně popsán specifický typ amygdaloidní výplně lamprofyrů, který je tvořený polykrystalickými agregáty světlých minerálů lemovaných polygonem tangenciálně orientovaných tmavých slíd, a nebo amfibolů. Tento typ výplně bývá označován s ohledem na proces vzniku jako segregační vezikuly (např. Mauger 1988, Rock 1991, Holub 2003b). Segregační vezikuly nemusí indikovat mělce podpovrchový charakter intruze a pravděpodobně vznikají i v kilometrových hloubkách pod povrchem (Losert 1962). Jejich geneze je v prvním kroku spojená s vytvořením pomalu migrujících bublin plynné fáze, které byly uvolněné při poklesu tlaku během výstupu lamprofyrové taveniny bohaté na volatilní komponenty. Tyto bubliny byly následně zaplněny zbytkovou taveninou generovanou z okolních intersticiálních prostor. Přítomnost segregačních vezikulí je jedním z charakteristických petrografických rysů, které autor této práce pozoroval u lamprofyrů všech oblastí Českého masivu.

5.4 Středočeská oblast

V rámci středočeské oblasti jsou výskyty lamprofyrů velmi hojné. Obecně autoři uvažují o více generacích, a také o předvariském nebo raně variském stáří některých žil. Geneticky velmi zajímavé jsou horniny „appinitového texturního typu", které vystupují v sz. části barrandienského neoproterozoika na Rakovnicku a Plassku (Dolejš 1995). Patří sem jak výskyty žilných camptonitů, spessartitů a mikrodioritů, tak výskyty drobných zonálních intruzí alkalických dioritů, meladioritů až hornblenditů. Jak vyplývá z nově provedeného zhodnocení je příbuznost s appinity pouze modální a texturní, nikoliv chemická a petrogenetická (Dolejš 2008b, Krmíček *et al.* 2009).

Další geneticky velmi zajímavé lamprofyry představují minety s lamproitní afinitou, které vystupují blízko hranice moldanubikum/bohemikum ve středočeském plutonu a v Železných horách (Krmíček *et al.* 2008). Geochemická signatura žil ukazuje na jejich genezi ve fluidně metasomatizovaném (žilném) plášti, kontaminovaném hluboce subdukovanou vyzrálou kontinentální kůrou. Nabohacení studovaných žil u Cs, Th, U, K a Pb ukazuje na přímou genetickou vazbu na exhumované moldanubické granulity. Ty jsou podle Janouška a Holuba (2007) systematicky ochuzeny právě o tyto prvky, jenž byly fluidně transportovány do protolitu durbachitických hornin. Významným znakem minet, které vystupují blízko hranice moldanubikum/bohemikum, je přítomnost negativní Eu anomálie (Eu/Eu* = ~0,6) (Holub a Štemprok 1999, Krmíček *et al.* 2008). Podle názoru autora této práce se jedná o důležitou primární geochemickou charakteristiku, která dokládá kontaminací plášťového zdroje vyzrálým korovým materiálem. Nově určené stáří žíly ze Železných hor (~332 Ma; Ar-Ar na flogopitu) indikuje, že k intruzi minet s lamproitní afinitou došlo blízko hranice spodní/svrchní karbon (Krmíček *et al.* 2008).

5.5 Krušnohorská oblast

Krušnohorská oblast představuje z pohledu žilných lamprofyrů dobře zpracovaný terén. Dílem je to způsobeno skutečností, že jde vlastně o typovou oblast výskytu těchto žil. Svou roli hraje rovněž skutečnost, že jsou zde žíly lamprofyrů nalézány v prostorové a podle některých autorů i genetické vazbě s významnými rudními revíry (např. Seifert a Sandmann 2006, Štemprok *et al.* 2008).

Nově provedené Ar-Ar datování ukázalo na dvě hlavní fáze lamprofyrického magmatismu a na dlouhou dobu jeho trvání přesahující 30 miliónů let (von Seckendorff *et al.* 2004). Starší fáze odpovídá karbonským stupňům visé až namur (334–323 Ma), mladší fáze odpovídá nejspodnějšímu permu (297–295 Ma). Kersantit z Gümbelovy typové lokality Henneberg s určeným věkem 297 ± 2 Ma náleží mladší intruzivní fázi.

Koexistence plášťově derivovaných a korových magmat je v rámci krušnohorského plutonu doložena výskyty hybridních těles amfibol-biotitických gaber až monzonitů označovaných podle typové lokality v Bavorsku jako redwitzity. Redwitzity byly původně definovány jako plutonické ekvivalenty lamprofyrů (Willmann 1920). Věkem (325–322 Ma) a prostorovou asociací jsou redwitzity spjaté se staršími (horskými) granity krušnohorského plutonu (Siebel *et al.* 2003). Nové výsledky geochemického modelování dokládají, že chemická a mineralogická variabilita redwitzitů je produktem frakcionace mafických minerálů a živců doprovázené hybridizací lamprofyrickým typem magmatu (Kovaříková *et al.* 2007, 2009).

5.6 Lužická oblast

V rámci lužické oblasti vystupuje řada lamprofyrických žil, a to jak na české, tak na německé a polské straně. Lamprofyry vystupující podél styku lugika a silezika, sledují v jižní části staroměstské skupiny ramzovské nasunutí a nevystupují na východ od něj (Němec 1958). Lamprofyry rovněž nevystupují na jih od bušínského zlomu a nepřekračují suturovou zónu předpokládanou Mazurem *et al.* (2005) mezi orlicko-sněžnickým a novo-

městským krystalinikem. Skutečnost, že je v lužické oblasti situováno několik významných variských kolizních rozhraní vedla, podle názoru autora této práce, k delaminaci metasomatizovaného litosférického svrchního pláště a k částečnému vyklenutí horkého astenosférického pláště. Tento fakt sebou nese dvě významné genetické konsekvence pro dané území: (1) velké zastoupení peralkalických žil (např. WALDMANN 1935, PAUK 1958, NĚMEC 1965, AWDANKIEWICZ 2007b), (2) významnou roli lamprofyrického magmatismu během geneze postkolizních granitoidních plutonů situovaných na sv. okraji Českého masivu dokumentovanou na příkladu petrogenetických modelů krkonošsko-jizerského plutonu (SŁABY a MARTIN 2008), strzegomského masivu (DOMAŃSKA-SIUDA a SŁABY 2005), a nebo zlatostockého masivu (LORENC 1994).

Předpokládané stáří většiny žil je pozdně variské, a to i v lužickém plutonu a orlickosněžnickém krystaliniku, kde v minulosti někteří autoři uvažovali i o předvariském věku. K intruzi geneticky významné generace peralkalických žil došlo na základně nového Ar-Ar datování blízko hranice spodní/svrchní karbon (AWDANKIEWICZ *et al.* 2009).

6. Poznámka k petrografickému pojetí a mineralogické klasifikaci lamprofyrů

AWDANKIEWICZ (2007b) diskutuje některé nepřesnosti v IUGS definici lamprofyru jako striktně porfyrické horniny. Na příkladu geochemicky obdobných vzorků z lužické oblasti autor ukazuje možné mikrostrukturní variace lamprofyrických žil. Lamprofyry mohou být silně porfyrické, slabě porfyrické, rovnoměrně zrnité, anebo mohou obsahovat tmavé minerály poikiliticky uzavřené v xenomorfním okolním živci (charakteristické pro minety Gniewoszówského žilného roje lužické oblasti). Tyto variace mohou odrážet například rozdílný stupeň chladnutí a s tím spojené odlišnosti v rychlosti růstu daných minerálů. Obdobné variace pozoroval autor této práce také u lamprofyrů v ostatní oblastech Českého masivu a v minulosti si jich všiml rovněž HEJTMAN (1957) ve svém klasickém díle věnovaném systematické petrografii vyvřelých hornin. Tato skutečnost je proto zohledněna v navrhované definici, kterou uvádím v následující kapitole.

Podle stávající IUGS klasifikace lamprofyrů, která je založená na jejich mineralogickém složení, je spessartit a vogezit stále definován přítomností vápenatého amfibolu označovaného tradičně jako „hornblend". Přitom toto jméno je podle platného amfibolového členění (HAWTHORNE – OBERTI 2007) užíváno pouze pro amfiboly u nichž neznáme přesné složení a nemůžeme tak jejich název zpřesnit například na ferrohornblend nebo magneziohornblend. Jak vyplynulo z provedeného zhodnocení lamprofyrů Českého masivu, je přítomnost ferrohornblendu/magneziohornblendu u těchto žil spíše vzácností než pravidlem. Zdaleka nejvíce odpovídá vápenatý amfibol svým složením magneziohastingsitu. Další vápenaté amfiboly jsou zpravidla zastoupené s třikrát nižší četností (srov. NĚMEC 1973b, AWDANKIEWICZ 2007b). K velmi podobnému závěru dojdeme také zhodnocením charakteru amfibolů amfibolických lamprofyrů ve světě (ROCK 1991), a proto je třeba v IUGS klasifikaci termín hornblend opustit (viz modifikovaná tabulka č. 1).

Druhá mineralogická skutečnost, která vyplynula z provedeného zhodnocení, souvisí s nezanedbatelným zastoupením peralkalických žil, které obsahují draselné variety amfibolů sodno-vápenaté až sodné řady (richterit-arfvedsonit a winchit-riebeckit) a/nebo flogopit s výrazněji zastoupenou tetraferriflogopitovou komponentou. Těmto žilám odpovídají například peralkalické minety až mikrogranity dle pojetí NĚMCE (1987b, 1988a), dále některé richteritové minety dle pojetí AWDANKIEWICZE (2007b), a nebo alkalické mikrosyenity dle pojetí WIERZCHOŁOWSKÉHO (2003). Tyto žíly však svým minerální složením neodpovídají lamprofyrům, ale lamproitům (srov. MITCHELL – BERGMAN 1991, LE MAITRE *et al.* 2002). Z tohoto pohledu se například termín „peralkalická mineta", zpopularizovaný zejména HALLEM (1982), pro označení žilné horniny s výrazným lamproitním chemismem, jeví jako nomenklaturicky chybný (srov. ROCK 1987, 1991, MITCHELL 1994).

7. Poznámka k definici lamprofyrů

Na základě stávajícího pojetí lamprofyrů (Le Bas 2007) a výsledků provedeného studia považuji za důležité upravit stávající definice Rocka (1991) a Mitchella (1994).

Navrhovanou definici, která sestává z petrografické a geochemické části, dávám k širší vědecké diskusi:

Lamprofyry představují geneticky významnou skupinu převážně žilných magmatických hornin s porfyrickou (dominuje), rovnoměrně zrnitou nebo poikilitickou mikrostrukturou charakterizovanou přítomností dobře omezených primárních mafických minerálů s „OH" (OH, F, Cl, O) skupinou, jako je vápenatý amfibol a/nebo hliníkem neochuzená tmavá slída. Světlé minerály, které jsou u lamprofyrů dominantně zastoupené živci, jsou vázané pouze na základní hmotu. Svým vysokým obsahem plášťově kompatibilních prvků (Mg, Ni, Cr) společně s vysokým obsahem plášťově nekompatibilních prvků (alkálie, volatilní komponenty, Ba, Zr, Th, U, P, lehké prvky vzácných zemin) neodpovídají lamprofyry typickým výlevným ani hlubinným horninám. Lamprofyry (ve smyslu jejich původního pojetí) nelze považovat za polygenetickou skupinu hornin.

8. Závěr

Hlavní závěry vyplývající z tohoto komentovaného přehledu lze shrnout do následujících bodů:

- Po více než sto let trvající diskusi je nyní mezi lamprofyry řazeno pouze pět základních typů tak, jak je vyčlenil H. Rosenbusch již na konci devatenáctého století: mineta, vogezit, kersantit, spessartit a camptonit.

- Nově provedená datování ukazují na převládající pozdně variské stáří lamprofyrů v Českém masivu. To je v rozporu s pojetím lamprofyrů v nové geologické mapě 1:500 000. Pozdně variská lamprofyrická aktivita doložená radiometrickým Ar-Ar datováním trvala nejméně 60 milionů let (334–274 Ma). Její maximum bylo na přelomu spodní/svrchní karbon, a také a na přelomu karbon/perm. Nejmladší generace lamprofyrických žil byla zaznamenána v předpolí orogenu v moravskoslezské oblasti. Mezi další projevy plášťového magmatismu lamprofyrického složení patří hybridní intruze durbachitů v moldanubiku a redwitzitů v saxothuringiku. Velmi významnou roli hrála lamprofyrická aktivita při genezi postkolizních granitoidních plutonů na sv. okraji Českého masivu (krkonošsko-jizerský, strzegomský, zlatostocký, žulovský, střelinský).

- Významným primárním znakem minet, které vystupují blízko hranice moldanubikum/bohemikum je přítomnost negativní Eu anomálie. Geochemická signatura žil ukazuje na jejich genezi ve fluidně metasomatizovaném (žilném) plášti, kontaminovaném hluboce subdukovanou vyzrálou kontinentální kůrou. Nabohacení žil o Cs, Th, U, K a Pb naznačuje přímou genetickou vazbu na exhumované moldanubické granulity, které jsou o tyto prvky systematicky ochuzeny.

- Jak v moldanubiku, tak lugiku se můžeme setkat s výrazným zastoupením peralkalických geochemických typů žil, které jsou geneticky, mineralogicky a geochemicky ekvivalentní mediterránnímu typu lamproitů. V minulosti byly tyto žíly označeny lokálními nebo nesprávnými názvy jako „raabsit" („peralkalická mineta"), „thuresit" („peralkalický mikrosyenit") a „karlsteinit" („peralkalický mikrogranit").

- Neoproterozoickými sedimenty středočeské oblasti proráží lamprofyrické intruze „appinitového texturního typu" u kterých lze uvažovat o raně variském nebo předvariském stáří. Do této suity patří výskyty žilných camptonitů, spessartitů a mikrodioritů, a také výskyty drobných zonálních intruzí alkalických dioritů, meladioritů až hornblenditů.

- Rozšíření lamprofyrů v rámci Českého masivu není rovnoměrné. Viditelná je prostorová vazba na sutury a linie po předpokládaných kolizních zónách. Z tohoto pohledu je zajímavá absence lamprofyrů v rámci svrateckého, poličského, letovického či zábřežského krystalinika. Vazba na významné tektonické linie se v rámci krušnohorské oblasti projevuje prostorovým a případně i genetickým sepětím lamprofyrů s významnými rudními revíry.

Poděkování

Práce je jedním z výstupů autorova systematického studia lamprofyrů Českého masivu, které bylo finančně podpořeno výzkumnými záměry MSM0021622412 a MSM0021622427.

Za pečlivé pročtení rozsáhlého rukopisu a podnětné připomínky děkuji recenzentům Prof. Fediukovi a Dr. Fišerovi. Tuto práci bych rád věnoval památce D. Němce (28. 1. 1927–18. 4. 2001), který se zásadním způsobem zasloužil o poznání lamprofyrických žil Českého masivu.

LITERATURA

Awdankiewicz, M., 2007a: Lamprophyres of the Orlica-Śnieżnik Dome and the Kłodzko-Złoty Stok Massif – new data on petrology, geochemistry and petrogenesis. – *Acta musei Turnoviensis*, 7–9.

Awdankiewicz, M., 2007b: Late Palaeozoic lamprophyres and associated mafic subvolcanic rocks of the Sudetes (SW Poland): petrology, geochemistry and petrogenesis. – *Geol. Sudet.*, 39, 11–97.

Awdankiewicz, M., 2008: Petrogenesis of Late Palaeozoic lamprophyres and associated mafic rocks of the Sudetes (SW Poland). – *Wissenschaftliche Mitteilungen, Technische Universität Bergakademie Freiberg*, 38, 4.

Awdankiewicz, M., Awdankiewicz, H., Kryza, R., 2004: Petrography and mineral chemistry of the Góry Sowie kersantites: preliminary results. – *Pol. Tow. Mineral. Prace Spec.*, 24, 65–68.

Awdankiewicz, M., Awdankiewicz, H., Kryza, R., 2005a: Petrology of mafic and felsic dykes from the eastern part of the Karkonosze massif. – *Pol. Tow. Mineral. Prace Spec.*, 26, 111–114.

Awdankiewicz, M., Awdankiewicz, H., Kryza, R., 2005b: The richterite minette from Bukowiec (the Karkonosze-Izera Block): petrological characteristics. – *Pol. Tow. Mineral. Prace Spec.*, 26, 117–120.

Awdankiewicz, M., Awdankiewicz, H., Kryza, R., Rodionov, N., Timmerman, M., 2009: Ar-Ar and SHRIMP constraints on the age of Late Palaeozoic intermediate and silicic dykes and sills in the Sudetes. – *Mineralogia, Special Papers*, 34, 9.

Babůrek, J. (Ed.) *et al.*, 2001: Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1:25 000, list 22–332 Kašperské Hory. – *Čes. geol. Úst.*, Praha, 61 p.

Becke, F., 1883: Eruptivgesteine aus der Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels. – *Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt.*, 5, 147–173.

Berg, G., 1923: Der Granit des Riesengebirges und seine Ganggesteine. – *Preußichen Geologischen Landesanstalt*, 94 p.

Bergman, S. C., 1987: Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: a review of their occurrence, mineralogy and geochemistry. – In: J. G. Fitton, B. G. J. Upton (Eds.): Alkaline Igneous Rocks. – *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 30, 103–190. London.

Borkowska, M., 1966: Pétrographie du granite des Karkonosze. – *Geol. Sudet.*, 2, 7–119.

Bořický, E., 1878: Der Glimmerpikrophyr, eine neue gesteinsart und die Libšicer felswand. – *Zeitschrift für Kristallographie, Mineralogie und Petrographie*, 493–516.

Bořický, E., 1880: Petrologická studia porfýrových hornin v Čechách, díl I: Porfýry a porfyrity křemenné. – *Archiv přírodověd. Prozk. Čech.*, IV/3, 1–164.

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

Breiter, K., 2007: Glimerit – neobvyklá surovina šumavských kameníků. – In: K. Breiter (Ed.): Sborník abstrakt a exkurzní průvodce 3. sjezdu České geologické společnosti, Volary, 19–22. září. – *Česká geologická společnost*, 12. Praha.

Bubeníček, J., 1968: Geologie a petrografie třebíčského masívu. – *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 13, 133–164.

Czerny, J., Muszyński, M., 1997: Co-magmatism of the Permian volcanites of the Krzeszowice Area in the light of petrochemical data. – *Miner. Polon.*, 28, 2, 3–25.

Czerny, J., Muszyński, M., 1998: New petrochemical data on lamprophyres from the NE margin of the Upper Silesian Coal Basin. – *Miner. Polon.*, 29, 1, 67–75.
Čemusová, P., 1983: Žilné horniny v proterozoiku vltavského údolí mezi Prahou a Kralupy n. Vltavou. – MS, diplomová práce. PřF UK. Praha.
Čtyroký, P., Batík, P. (Eds.) *et al.*, 1983: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1: 25 000, list 34–113 Znojmo. – *Ústř. Úst. geol.*, Praha, 80 p.
Dathe, E., 1885: Kersantit im Culm von Wüstewaltersdorf in Schlesien. – Jb. Preuss. geol. Landesanst., 562–573.
Dathe, E., 1898: Über Eruptivgesteine aus der Umgebung von Landech in Schlesien. – *Jb. Preuss. geol. Landesanst.*, 19, 126–132.
Dolejš, D., 1995: Žilné horniny appinitového typu v sz. křídle Barrandienu. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1994*, 39–40.
Dolejš, D., 2008a: Intruzivní horniny v barrandienském proterozoiku okolí Plas. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 2007*, 17–21.
Dolejš, D., 2008b: Typy a chemismus intruzivních hornin v sz. části barrandienského proterozoika. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 2007*, 151–155.
Dolníček, Z., Kropáč, K., Lehotský, T., Škoda, R., Jačková, I., 2008: Nové petrografické, mineralogické a paleontologické výzkumy v lomu Podhůra (kra Maleníku, moravskoslezský kulm). – *Acta Mus. Moraviae*, *Sci. geol.*, 93, 91–112.
Domańska-Siuda, J., Słaby, E., 2005: One-sided contamination of lamprophyric melt drops in hornblend-biotite granite magma chamber – a case study of Strzegom Massif. – *Pol. Tow. Mineral. Prace Spec.*, 25, 67–70.
Domečka, K., 1969: Alkalické žilné horniny jihovýchodní části krkonošského krystalinika. – *Opera Corcont.*, 6, 7–12.
Dvořák, J., Přichystal, A., 1982: Lamprofyry stefanského stáří janovsko-artmanovského antiklinoria ve Slezsku. – *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 36, 93–113.
Esperança, S., Holloway, J. R., 1987: On the origin of some mica-lamprophyres: experimental evidence from a mafic minette. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 207–216.
Etheridge, M. A., Hobbs, B. E., 1974: Chemical and deformational controls on recrystallization of mica. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 43, 111–124.
Fediuk, F., 1998: Mineta od Chvatěrub – nejsevernější lamprofyr vltavského údolí. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1997*, 155–157.
Fediuk, F., 2005a: Titanem bohatý pargasit od Slabců na Křivoklátsku. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 2004*, 97–98.
Fediuk, F., 2005b: The Lower Vltava River Pluton: a semi-hidden intrusive complex in Neoproterozoic at the northern outskirts of Prague, Central Bohemia. – *J. Czech. Geol. Soc.*, 50, 71–79.
Fediuk, F., Fediuková, E., 1989: Složený intruzívní peň od Kožlan na Kralovicku. – *Acta Univ. Carol.*, *Geol.*, 1988, 4, 437–479.
Fiala, F., 1960: Teplický křemenný porfyr mezi Krupkou, Cínovcem, Dubím a Mikulovem a horniny přidružené. – *Sbor. Ústř. Úst. geol.*, 26, 445–494.
Fiala, F., 1971: Ordovický diabasový vulkanismus a biotitické lamprofyry Barrandienu. – *Sbor. geol. Věd*, *Geol.*, 19, 7–97. Praha.
Fiala, F., Chlupáč, I., 1973: Minetová žíla v barrandienském devonu a její význam. – *Čas. Mineral. Geol.*, 18, 1, 47–55.
Fišera, M., 1974: Bronzit-olivínická mineta z Brlohu na Písecku. – *Čas. Mineral. Geol.*, 19, 1, 71–76.
Fišera, M. (Ed.) *et al.*, 1982: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000, list 22–411 Písek. – *Ústř. Úst. geol.*, Praha, 55 p.
Foullon, A. H., 1883: Kersantit von Sokoly bei Trebitsch in Mähren. – *Verh. R-A*, 124–125.
Fourcade, S., Allègre, C. J., 1981: Trace element behavior in granite genesis: a case study of the calc-alkaline plutonic association from Querigut complex (Pyrénées, France). – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 177–195.
Fusán, O., Kodym, O., Matějka, A., Urbánek, L., (Eds.), 1967: Geologická mapa ČSSR, 1:500 000. – *Ústř. Úst. geol.*, Praha.
Gadas, P., Gregerová, M., Krmíček, L., 2007: Bazické žíly s pyroxenem v okolí Blanska. – *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2006*, 69–72.
Gillespie, M. R., Styles, M. T., 1999: BGS Rock Classification Scheme, Volume 1, Classification of igneous rocks. – British Geological Survey Research Report, RR 99–06. Nottingham, 52 p.
Gnojek, I., Přichystal, A., 1997: Ground geophysical and geological mapping in the central part of the Moldanubian Pluton. – *Jb. Geol. B.-A.*, 140, 2, 193–250.
Gregerová, M., 1977: Tmavé žilné horniny brněnského masivu. – MS, rigorózní práce. PřF UJEP. Brno.
Gümbel, C. W., 1874: Die paläolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgeberges. – *Königlichen Ludwig-Maximilians-Universität*, München, 50 p.
Hackl, O., Waldmann, L., 1935: Ganggesteine der Kalireihe aus dem niederösterreichischen Waldviertel. – *Jb. Geol. Bundesanst.*, 85, 259–285.

Hall, A., 1982: The Pendennis peralkaline minette. – *Mineral. Mag.*, 45, 257–66.
Hanžl, P. (Ed.) *et al.*, 2000: Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1:25 000, list 24–322 Blansko. – *Čes. geol. Úst.*, Praha, 74 p.
Hawthorne, F. C., Oberti, R., 2007: Classification of the Amphiboles – *Rev. Mineral. Geochem.*, 67, 55–88.
Heflik, W., Morycz, W., 1991: Lamprofir z Jachówki koło Suchej Beskidzkiej. – *Nafta*, 1–5.
Hejtman, B., 1957: Systematická petrografie vyvřelých hornin. – *Nakl. Čes. Akad. Věd.*, 363 p.
Hejtman, B., 1975: Biotitites and associated plutonic rocks in the Prachatice granulite body and its vicinity. – *Acta Univ. Carol., Geol.*, 4, 265–300.
Hejtman, B., 1984: Petrografie vyvřelých hornin Českého masívu, Část I.: Intruzívní vyvřelé horniny z. a sz. Čech. – *Univerzita Karlova*, Praha, 185 p.
Hinterlechner, K., 1913: Erläuterungen zur Geologischen Karte, Blatt Iglau. – Wien, 41 p.
Holetz, F., 1923: Der Hornblendit und die ihn begleitenden Gesteine von Schöllschitz bei Brünn. – *Lotos*, 71, 121–142.
Holub, F. V., 1990: Petrogenetická interpretace chemismu kaliových lamproidů evropských Hercynid na příkladu centrální a jižní části Českého masivu. – MS, kandidátská disertační práce. PřF UK. Praha.
Holub, F. V., 1993: Geochemie peralkalických žilných hornin moldanubické oblasti. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1991*, 68–70.
Holub, F. V., 1997: Ultrapotassic plutonic rocks of the durbachite series in the Bohemian Massif: Petrology, geochemistry and petrogenetic interpretation . – *Sbor. Geol. věd, Ložisk. Geol. Mineral.*, 31, 5–25.
Holub, F. V., 2001: Ultrapotassic intrusions of the Bohemian Massif: insights into the Variscan sub-continental lithospheric mantle? – *Geolines*, 13, 61–62.
Holub, F. V., 2003a: Ultradraselný křemenný melasyenit od Nebahov na Prachaticku. – geochemicky anomální lamproitická hornina. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 2002*, 164–166.
Holub, F. V., 2003b: Two genetic types of ocelli in some mafic rocks: no room for transformistic speculations. – *Geolines*, 16, 43.
Holub, F. V., 2004a: Zonální žíla ocellárního lamprofyru až hornblenditu od Dobříše. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 2003*, 106–108.
Holub, F. V., 2004b: Sférolitické minety středních a jižních Čech. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 2003*, 105–106.
Holub, F. V., 2005a: Durbachity a další lamproidní plutonity: současný pohled na jejich složení a vznik. – In: K. Breiter (Ed.): Sborník abstrakt a exkurzní průvodce 2. sjezdu České geologické společnosti, Slavonice 19.–22. října. – *Česká geologická služba*, Praha, 42–43.
Holub, F. V., 2005b: Nové poznatky o lamprofyrech středočeského plutonického komplexu a okolí. – In: K. Breiter (Ed.): Sborník abstrakt a exkurzní průvodce 2. sjezdu České geologické společnosti, Slavonice 19.–22. října. – *Česká geologická služba*, Praha, 44.
Holub, F. V., 2008: Basaltic to andesitic dykes (diabases) from Variscan granitoid plutons, Moldanubian and Saxothuringian crystalline complexes of S and W Bohemia: intrusive counterparts of Upper Carboniferous to Permian volcanic rocks („melaphyres“)? – *Wissenschaftliche Mitteilungen, Technische Universität Bergakademie Freiberg*, 38, 6–8.
Holub, F. V., Lanota, M., 1999: Žilné horniny v podzemním zásobníku plynu Háje. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1998*, 133–135.
Holub, F. V., Studená, M., Vosk, M., 2007: Diabasy a „gabrové porfyrity“ ve středočeském plutonickém komplexu. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 2006*, 127–129. Praha.
Holub, F. V., Štemprok, M., 1999: Petrochemie lamprofyrů středočeského plutonického komplexu a krušnohorského batolitu ve vztahu k jejich rozdílné metalogenezi. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1998*, 136–138.
Holub, F. V., Verner, K., Studená, K., Orságová, L., 2009: Žilné roje ultradraselných melasyenitových až melagranitových porfyrů ze středočeského plutonického komplexu a šumavského moldanubika. – *Zpr. Geol. Výzk. v Roce 2008*, 17–20.
Holub, F., Žežulková, V., 1978: Relativní stáří intruzívních hornin středočeského plutonu na Zvíkovsku. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 53, 5, 289–297.
Hrabal, J., 1984: Petrografická a geochemická charakteristika ultrabazických hornin metabazitové zóny brněnského masivu v prostoru Jinačovice–Brno-Komín. – MS, diplomová práce. PřF UJEP. Brno.
Cháb, J., Stráník, Z., Eliáš, M., 2007: Geologická mapa České republiky 1:500 000. – *Čes. geol. služba*. Praha.
Chrt, J., Klomínský, J., 1964: Mineralizace telnického granodioritového tělesa v Krušných horách. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 29, 117–126.
Chudziak, J., Gunia, P., 2007: Petrographic characteristics of two stone artefacts from vicinity of Szprotawa. – In: A. Přichystal, M. Halavínová, L. Krmíček (Eds.): IV International Petroarchaeological Symposium – Book of Abstracts. – *PřF UW*, Wrocław, 19.

Janoušek, V., Bowes, D. R., Rogers, G., Farrow, C. M., Jelínek, E., 2000: Modelling diverse processes in the petrogenesis of a composite batholith: the Central Bohemian Pluton, Central European Hercynides. – *J. Petrol.*, 41, 511–543.

Janoušek, V., Holub, F. V., 2007: The causal link between HP-HT metamorphism and ultrapotassic magmatism in collisional orogens: case study from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. – *Proc. Geol. Assoc.*, 118, 75–86.

Janoušek, V., Rogers, G., Bowes, D. R., 1995: Sr-Nd isotopic constraints on the petrogenesis of the Central Bohemian Pluton, Czech Republic. – *Geol. Rundsch.*, 84, 520–534.

Jarka, J., 1949: Geologie jižní části Moravského krasu mezi Křtinami a Mokrou. – *Rozpr. čs. Akad. Věd*, II. tř., 58, 14.

Jenček, V. (Ed.) *et al.*, 1984: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000, list 33–223 Vranov. – *Ústř. Úst. geol.*, Praha, 57 p.

Jenček, V. (Ed.) *et al.*, 1986: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000, list 33–212 Jemnice. – *Ústř. Úst. geol.*, Praha, 45 p.

Kachlík, V., 2007: Upper Palaeozoic dyke rocks of the Bohemian part of the Krkonoše – Jizera Crystalline Unit. – *Acta musei Turnoviensis*, 12–15.

Kettnerová, M., 1920: Kontakt středočeské žuly u Žampachu na Sázavě. – *Čas. Mus. král. Čes.*, 19–28.

Kodym, O. st., 1921: Diabasový aplit z Housiny u Zdic v Čechách. – *Rozpr. Čes. akad. věd um., mat.-přír.*, 30, 22.

Kodym, O., Odehnal, L., 1951: Zpráva o geologickém mapování okolí Mastníku. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 26, 48–49.

Kodym, O. (Ed.) *et al.*, 1961: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000, list M–33–XXVI Strakonice. – *Ústř. Úst. geol.*, Praha, 149 p.

Kopecký, L. jr., Chlupáčová, M., Klomínský, J., Sokol, A., 1997: The Čistá-Jesenice pluton in western Bohemia: Geochemistry, geology, petrophysics and ore potential. – *Sb. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral.*, 31, 97–127.

Košler, J., Kelley, S. P., 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, 379–385.

Koutek, J., 1939: Nález nemetamorfovaných slepenců v rulové oblasti u Německého Brodu. – *Věst. Úst. geol.*, 25, 53–56.

Kovanda, J. (Ed.) *et al.*, 1984: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000, list 12–412 Rudná. – *Ústř. Úst. geol.*, Praha, 122 p.

Kovaříková, P., Siebel, W., Jelínek, E., Štemprok, M., Kachlík, V., Holub, F. V., Blecha, V., 2007: Petrology, geochemistry and zircon age for redwitzite at Abertamy, NW Bohemian Massif (Czech Republic): tracing the mantle component in Late Variscan intrusions. – *Chem. Erde*, 67, 2, 151–174.

Kovaříková, P., Siebel, W., Jelínek, E., Štemprok, M., Kachlík, V., Holub, F. V., Blecha, V., 2009: Dioritic intrusions of the Slavkovský les (Kaiserwald), Western Bohemia: their origin and significance in late Variscan granitoid magmatism. – *Int. J. Earth. Sci.*, v tisku.

Köhler, A., 1928: Zur Kenntnis der Ganggesteine im niederösterreichischen Waldviertel. – *Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt.*, 39, 125–213.

Köhler, A., 1933: Neue Ganggesteinsvorkommen aus dem moravischen Grundgebirge. – *Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt.*, 44, 231–232.

Kramer, W., 1976: Genese der Lamprophyre im Bereich der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone. – *Chem. Erde*, 35, 1–49.

Kramer, W., 1998: Mafische kleinintrusionen im Grundgebirge Sachsens – Größere konsequenzen für Petrologie, Metallogenie and Tektonik. – *Z. geol. Wiss.*, 26, 171–182.

Kramer, W., Müller, B., Peschel, A., 1977: Zur tektonischen und substantiellen charakteristik der Basite des Lausitzer Antiklinoriums und deren Altersbeziehungen. – *Z. geol. Wiss.*, 5, 95–100.

Kramer, W., Seifert, W., 1995: New data on lamprophyres from Gümbel's type locality. – *Zbl. Geol. Paläont.*, 503–507.

Kratochvíl, F., 1965: Žilné vyvřeliny v algonkiu mezi Prahou a Kralupy n. Vlt. a v širším okolí Prahy. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1964*, 101–104.

Kratochvíl, F., 1976: Příspěvek k petrografii okolí Krásné Hory n. Vlt. – *Čas. Nár. Muz., Odd. přírodověd.*, 145, 2, 65–82.

Krejčí, A., 1880: Čertova strouha u Písku. – *Vesmír*, 9, 67–70.

Krmíček, L., 2007: Probable genetic connection between mafic (lamprophyric) and felsic (granitoid) magmatism during formation of the Žulová Pluton (NE Bohemian Massif). – In: Z. Venera (Ed.): CzechTec07 – 5th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group and 12th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, April 11–14, 2007, Teplá, Czech Republic. – *Česká geologická služba*, 47–49. Praha.

Krmíček, L., 2008: Geneze a význam hercynských ultradraselných lamprofyrů Železných hor. – In: L. Krmíček, M. Halavínová, V. Šešulka (Eds.): Sborník abstraktů Moravskoslezské paleozoikum 2008. – *PřF MU*, Brno, 8–10.

Krmíček, L., Gadas, P., Gregerová, M., 2007: Nový výskyt magmatické žíly s pyroxenem v brněnském masivu (lokalita Blansko – Čertův Hrádek). – In: M. Faměra, K. Kropáč (Eds.): Sborník abstraktů Moravskoslezské paleozoikum 2007. – *PřF UP*, Olomouc, 14–15.

Krmíček, L., Opletal, M., 2007: Postkolizní magmatická žíla od Dolního Údolí u Zlatých Hor (Hrubý Jeseník). – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2006, 76–80.

Krmíček, L., Přichystal, A., 2005: První nález žíly lamprofyru na Drahanské vrchovině. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2004, 59–63.

Krmíček, L., Přichystal, A., Halavínová, M., 2006: Objev a genetický význam porfyrického alkalickoživcového mikrodioritu (dioritového porfyritu) v Olšanech na Drahanské vrchovině. – *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2005*, 98–101.

Krmíček, L., Přichystal, A., Šešulka, V., 2010: Geofyzikální sledování a petrologická charakteristika permského „melafyru" na jižním okraji orlické pánve u Předního Arnoštova. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 2009*, v tisku.

Krmíček, L., Přichystal, A., Timmerman, M. J., Halavínová, M., 2008: Lower Carboniferous ultrapotassic lamprophyres near the Bohemicum/Moldanubicum boundary: an example from the Železné hory Mts. (Czech Republic). – *Wissenschaftliche Mitteilungen*, *Technische Universität Bergakademie Freiberg*, 38, 8–10.

Krmíček, L., Stárková, M., Vorel, T., 2009: Petrografie vybraných amfibolických lamprofyrů a souvisejících intruzí v sz. části barrandienského neoproterozoika (Rakovnicko). – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 2008*, 169–174.

Kropáč, K., Dolníček, Z., Lehotský, T., Škoda, R., Faměra, M., Čermák, L., 2007: Nové poznatky z lomu Podhůra (kulm kry Maleníku). – In: M. Faměra, K. Kropáč (Eds.): Sborník abstraktů Moravskoslezské paleozoikum 2007. – *PřF UP*, Olomouc, 15.

Kröner, A., Jaeckel, P., Hegner, E., Opletal, M., 2001: Single zircon ages and whole-rock Nd isotopic systematics of early Paleozoic granitoid gneisses from the Czech and Polish Sudetes (Jizerské hory, Krkonoše and Orlice-Sněžník Complex). – *Int. J. Earth. Sci.*, 90, 304–324.

Kurze, M., Seifert, Th., Weber, H., Henjes-Kunst, F., 1998: Petrographie, Geochemie und Altersstellung der Lamprophyr-Gänge des Elbtalschiefergebirge (Sachsen). – *Z. geol. Wiss.*, 26, 193–202.

Květoň, P., 1951: Statigrafie krystalinických sérií v okolí severomoravských grafitových ložisek. – *Sbor. Ústř. Úst. geol.*, 18, 277–366.

Le Bas, M., 2007: Igneous rock classification revisited 4: Lamprophyres. – *Geology Today*, 23, 4, 167–168.

Le Maitre, R. W. (Ed.) *et al.*, 2002: Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 2nd edition. – *Cambridge University Press*, 236 p.

Lorenc, M. V., 1994: Role of basic magmas in the granitoid evolution (a comparative study of some Hercynian massifs). – *Geol. Sudet.*, 28, 3–130.

Losert, J., 1962: Mandlovcovité lamprofyry z kutnohorských dolů. – *Acta Univ. Carol.*, *Geol.*, 1, 2, 107–126.

Machart, J., 1976: Petrografie moldanubika na území severně od Strakonic. – MS, diplomová práce. PřF UK. Praha.

Machart, J., 1979: Alkalický mikrokvarcsyenit až mikrogranit (karlsteinit) z Jemnice u Strakonic. – *Čas. Mineral. Geol.*, 24, 165–173.

Marheine, D., Kachlík, V., Maluski, H., Patočka, F., Żelażniewicz, A., 2002: The $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages from the West Sudetes (NE Bohemian Massif): constraints on the Variscan polyphase tectonothermal development. – In: J. A. Winchester, T. C. Pharaoh, J. Verniers (Eds.): Palaeozoic Amalgamation of Central Europe. – *Geol. Soc.*, *London*, *Spec. Publ.*, 201, 133–155.

Mašek, J. (Ed.) *et al.*, 1984: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000, list 12–423 Davle. – *Ústř. Úst. geol.*, Praha, 67 p.

Mašek, J. (Ed.) *et al.*, 1994: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1:25 000, list 12–331 Třemošná. – *Čes. geol. Úst.*, Praha, 49 p.

Mauger, R. L., 1988: Ocelli: transient disequilibrium features in a Lower Carboniferous minette near Concord, North Carolina. – *Can. Mineral.*, 26, 117–131.

Mazur, S., Aleksandrowski, P., Kryza, R., Oberc-Dziedzic, T., 2006: The Variscan orogen in Poland. – *Geol. Quart.*, 50, 1, 89–118.

Mazur, S., Aleksandrowski, P., Szczepanski, J., 2005: The presumed Teplá-Barrandian/Moldanubian terrane boundary in the Orlica Mountains (Sudetes, Bohemian Massif): structural and petrological characteristics. – *Lithos*, 82, 85–112.

MELICHAR, R., 1985: Strukturně-geologické poměry moldanubika v okolí Jemnice. – MS, diplomová práce. PřF UK. Praha.

MELICHAR, R., HOUZAR, S., 2005: Jemnice – opuštěné kamenolomy „Na Jemničkách" a „U borovice": deformované mramory a amfibolity moldanubika. – In: K. Breiter (Ed.): Sborník abstrakt a exkurzní průvodce 2. sjezdu České geologické společnosti, Slavonice 19.–22. října. – *Česká geologická služba*, Praha, 137–140.

MIKULSKI, S. Z., 2005: Geological, mineralogical and geochemical characteristics of the Radzimowice Au-As-Cu deposit from the Kaczawa Mts. (Western Sudetes, Poland) – an example of the transition of porphyry and epithermal style. – *Mineral. Dep.*, 39, 904–920.

MITCHELL, R. H., 1994: The lamprophyre facies. – *Mineral. Petrol.*, 51, 137–146.

MITCHELL, R. H., BERGMAN, S. C., 1991: Petrology of Lamproites. – *Plenum Press*, New York, 446 p.

MITCHELL, R. H., FAREEDUDDIN, 2009: Mineralogy of peralkaline lamproites from the Raniganj Coalfield, India. – *Mineral. Mag.*, 73, 457–477.

MÍSAŘ, Z., DUDEK, A., HAVLENA, V., WEISS, J., 1983: Geologie ČSSR I. Český masív. – *SPN.*, Praha, 333 p.

MLČOCH, B., HOLUB, F. V., GAJDOŠ, P., CHMELAŘ, R., PRES, J., 2006: Žilné horniny zastižené při ražbě tunelů Panenská a Libouchec dálnice D8 ve východních Krušných horách. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 2005*, 26–28.

MORÁVEK, P., FEDIUK, F., RÖHLICH, P., VÁŇA, T., 1994: Jílovské pásmo – Geologická mapa 1:25 000 a vysvětlivky. – Nakladatelství Gabriel, Praha.

MRÁZOVÁ, Š. (Ed.) *et al.*, 2001: Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1:25 000, list 03–144 Tanvald. – *Čes. geol. Úst.*, Praha, 42 p.

NEUBAUER, F., DALLMEYER, R. D., FRITZ, H., 2003: Chronological constraints of late- and post-orogenic emplacement of lamprophyre dykes in the southeastern Bohemian Massif, Austria. – *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, 83, 317–330.

NEUBAUER, F., FRITZ, H., 1994: Syn- and post-orogenic lamprophyric dyke systems in the southeastern Bohemian Massif. – *N. Jahrb. Geol. Paläont. Mh.*, 476–486.

NĚMEC, D., 1955: Petrografie javornického masivu a žilných hornin s ním sdružených II. Mladší žilné horniny. – *Sbor. Ústř. Úst. geol.*, 21, 7–65.

NĚMEC, D., 1957: Geologie mladých žilných hornin v Rychlebských horách a skupině Králického Sněžníku. – *Spisy přír. fak. Masarykovy univ.*, 383, 101–124.

NĚMEC, D., 1958: Geologie mladých žilných hornin v jižní části skupiny Králického Sněžníku. – *Čas. Mineral. Geol.*, 2, 283–290.

NĚMEC, D., 1960: Geologie mladých žilných hornin v Moldanubiku jihozápadní Moravy. – *Čas. Mineral. Geol.*, 3, 5, 344–348.

NĚMEC, D., 1965a: Geologické a paragenetické poměry ložiska formace Pb-Zn-Ag u Bartošova na Havlíčkobrodsku. – *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 6, 47–86.

NĚMEC, D., 1965b: Alkalické žilné horniny Orlických hor. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 40, 51–54.

NĚMEC, D., 1966a: Plagioklase albitization in the lamprophyric and lamproid dykes at the eastern border of the Bohemian Massif. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 12, 340–353.

NĚMEC, D., 1966b: Alkalické žilné horniny ve skupině Králického Sněžníku, v Rychlebských a Bystřických horách. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 41, 3, 167–176.

NĚMEC, D., 1970: Lamprophyrishe und lamproide Ganggesteine im Südteil der Böhmish-Mährischen Anhöhe (ČSSR). – *Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt.*, 14, 235–284.

NĚMEC, D., 1971: On the relationship of lamprophyres to hydrothermal ore veins in the Bohemian-Moravian Heights (Czechoslovakia). – *Geol. Rund.*, 60, 2, 718–726.

NĚMEC, D., 1972a: Micas of the lamprophyres of the Bohemian Massif. – *N. Jb. Miner. Abh.*, 117, 196–216.

NĚMEC, D., 1972b: Ganggesteine aus der Umgebung von Raabs. – *Verhandl. Geol. B.-A.*, 247–262.

NĚMEC, D., 1972c: Phosphorus in lamprophyre and lamproid rocks. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34, 236–250.

NĚMEC, D., 1973a: Differentiation series of minettes in the Central Bohemian Pluton. – *J. Geol.*, 81, 632–642.

NĚMEC, D., 1973b: Amphibole lamprophyrischer Ganggesteine der Böhmischen Masse. – *Čas. Mineral. Geol.*, 18, 1, 31–46.

NĚMEC, D., 1973c: Paragenetische Analyse der Ganggesteine der Minettengruppe. – *Chem. Erde*, 32, 80–97.

NĚMEC, D., 1974b: Petrochemistry of the dyke rocks of the Central Bohemian Pluton. – *N. Jb. Miner. Mh.*, 5, 193–209.

NĚMEC, D., 1975a: Lamprophyrische und lamproide Ganggesteine im Nordteil der Böhmisch-Mährischen Höhe. – *Verhandl. Geol. B.-A.*, 223–268.

NĚMEC, D., 1975b: Petrographie der lamprophyrischen und lamproiden Ganggesteine im Nordostteil der Böhmischen Masse (ČSSR). – *Z. geol. Wiss.*, 3, 23–36.

NĚMEC, D., 1975c: Petrochemie und Genese der lamprophyrischen und lamproiden Ganggesteine im Nordostteil der Böhmischen Masse (ČSSR). – *Z. geol. Wiss.*, 3, 37–52.

Němec, D., 1977: Differentation of lamprophyre magma. – *Krystalinikum*, 13, 73–87.
Němec, D., 1978: Ganggesteine auf der Störung von Třebíč (als Beispiel einer an eine Tiefenstörung gebundenen Gangschar). – *Z. Geol. Wiss.*, 6, 1 211–1 217.
Němec, D., 1987a: Barium in dyke rocks of the minette series. – *Chem. Erde*, 47, 117–124.
Němec, D., 1987b: Baotite – a rock-forming mineral of Ba-rich hyperpotassic dyke rocks. – *N. Jb. Mineral. Mh.*, 31–42.
Němec, D., 1988a: The amphiboles of potassium-rich dykes of the southeastern border of the Bohemian Massif. – *Can. Mineral.*, 26, 89–95.
Němec, D., 1988b: Origin of syenite porphyries in the Central Bohemian Pluton by magma mixing. – *N. Jb. Mineral. Mh.*, 159, 1, 59–71.
Němec, D., 1991a: Xenolithic diorite porphyries of the eastern margin of the Bohemian Massif. – *Chem. Erde*, 51, 213–225.
Němec, D., 1991b: Minettes of the Železné hory mountains (Iron Mts.), eastern Bohemia. – *Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brunensis*, 21, 63–90.
Němec, D., 1992: Gersdorffite in the orthopyroxene minete from Brloh, southern Bohemia. – *Chem. Erde*, 52, 293–299.
Němec, D., 1993a: Orthopyroxene minettes and lamproites: their status and genetic significance. – *Geol. Rundsch.*, 82, 631–639.
Němec, D., 1993b: Žilné horniny v okolí Třebíče. – *Přírodovědný sborník Západomoravského muzea v Třebíči*, 19, 13–31.
Němec, D., 1995a: Basalt dykes of the Brno massif, Moravia, Czech Republic. – *Věst. Čes. geol. Úst.*, 70, 2, 75–80.
Němec, D., 1995b: Magma mixing in the dyke rocks of the Central Bohemian Pluton. – *Krystalinikum*, 22, 105–113.
Němec, D., Sabatier, H., 1993: Nature of Olivine in Minettes. – *Chem. Erde*, 53, 201–218.
Němec, D., Scharmová, M., 1992: Argentopentlandite in olivine minette near Horní Kožlí, southern Bohemia. – *Čas. Mineral. Geol.*, 37, 4, 325–328.
Němec, F., 1934: O některých básických vyvřelinách západomoravského krystalinika. – *Sborník klubu přír. v Brně*, 16, 1–14.
Novobilský, R., 1982: Petrografická charakteristika hornin metabazitové zóny brněnského masívu v úseku Čebín – Kuřim – Lipůvka. – MS, diplomová práce. PřF UJEP. Brno.
Opletal, M. (Ed.) *et al.*, 1980: Geologie Orlických hor. – *Ústř. Úst. geol.*, Praha, 202 p.
Opletal, M. (Ed.) *et al.*, 2000: Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1:25 000, list 14–234 Hanušovice. – *Čes. geol. Úst.*, Praha, 91 p.
Opletal, M. (Ed.) *et al.*, 2001: Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1:25 000, list 02–223 Mikulášovicce, list 02–214 Dolní Poustevna. – *Čes. geol. Úst.*, Praha, 77 p.
Opletal, M., Domečka, K., Vavřín, I., 1983: Granitoidy lužického masívu v jižní části Šluknovského výběžku a jejich nové petrologické zařazení. – *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 38, 141–175.
Orlov, A., 1928: Amfibolovec od Petrovic u Rakovníka a spessartit od Tejřovic. – *Rozpr. Čs. Akad. Věd*, *Ř. mat. přír. Věd*, 16, 1–24.
Parat, F., Holtz, F., René, M., Almeev, F., 2010: Experimental constraints on ultrapotassic magmatism from the Bohemian Massif (durbachite series, Czech Republic). – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 159, 331–347.
Pauk, F., 1930: Předběžná zpráva o intruzivních horninách při Střele u Plas. – *Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ.*, 9, 369–390.
Pauk, F., 1936: O produktech magmatické diferenciace intrusivních hornin na Plassku. – *Věda přír.*, 17, 184–188.
Pauk, F., 1958: Žilné vyvřeliny Orlických hor. – *Sborník k osmdesátinám akademika F. Slavíka*, 373–385.
Peschel, A., Müller, B., Kramer, W., 1973: Die basischen Intrusivgesteine der Lausitz und ihre industrielle Nutzung. – *Freiberger Forsch.*, 283, 7–154.
Pietzsch, K., 1962: Geologie von Sachsen. – *VEB Dt. Verlag d. Wiss.*, *2. Auflage*, Berlin, 870 p.
Pivec, E., 1992: Zoned phlogopites rimmed by biotite in minettes from Krhanice village, Czechoslovakia. – *N. Jb. Miner. Mh.*, 169–176.
Pivec, E., Holub, F. V., Lang, M., Novák, J. K., Štemprok, M., 2002: Rock-forming minerals of lamprophyres and associated mafic dykes from the Krušné hory/Erzgebirge (Czech Republic). – *J. Czech. Geol. Soc.*, 47, 23–32.
Pluskal, O., Zajíček, P., 1985: Pfaffenhofská dislokační zóna v jihlavském rudním revíru. – *Čas. Mineral. Geol.*, 30, 4, 337–350.
Počta, F., 1918: O Barrandových zápisech. – *Čas. Mus. král. Čes.*, 76–82 a 97–107.

Prelević, D., Foley, S. F., Romer, R., Conticelli, S., 2008: Mediterranean Tertiary lamproites derived from multiple source components in postcollisional geodynamics. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 72, 2 125–2 156.

Přichystal, A., 1988: Výskyty žil magmatických hornin v kulmských sedimentech v okolí Moravské brány. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1985*, 164–165.

Přichystal, A., 1994a: Žíla lamprofyru v bazálních devonských klastikách od Tasovic u Znojma (dyjský masív). – *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993*, 59–60.

Přichystal, A., 1994b: Nové výskyty magmatických hornin v permu boskovické brázdy. – *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993*, 60–62.

Přichystal, A., 1997: Geochemická charakteristika lamprofyru z kulmu od Hluboček – Mariánského Údolí (okres Olomouc). – *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1996*, 79–81.

Přichystal, A., Krmíček, L., 2005: Svrchnopaleozoické lamprofyry moravskoslezské oblasti. – In: K. Breiter (Ed.): Sborník abstrakt a exkurzní průvodce 2. sjezdu České geologické společnosti, Slavonice 19.–22. října. – *Česká geologická služba*, Praha, 84.

Pták, J., 1963: Lamprofyrové žíly jizerského žulového masívu a jejich vztah ke granittektonice. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1962*, 71–75.

Rajlich, P., 1988: Tektonika sz. okraje středočeského plutonu a variská transprese v bloku bohemika. – *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 43, 9–81.

Righter, K., Carmichael, I. S. E., 1996: Phase equilibria of phlogopite lamprophyres from western Mexico: biotite-liquid equilibria and P-T estimates for biotite-bearing igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123, 1–21.

Rock, N. M. S., 1984: Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites. – *Tr. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 74, 193–227.

Rock, N. M. S., 1986: The nature and origin of ultramafic lamprophyres, alnöites and allied rocks. – *J. Petrol.*, 27, 155–196.

Rock, N. M. S., 1987: The nature and origin of lamprophyres: an overview. – In: J.G. Fitton, B. G. J. Upton (Eds.): Alkaline Igneous Rocks. – *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 30, 191–226. London.

Rock, N. M. S., 1991: Lamprophyres. – *Blackie and Son Ltd.*, Glasgow and London, 285 p.

Rosenbusch, H., 1887: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Band II, Massige Gesteine. – *E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung*, Stuttgart, 877 p.

Rosický, V., 1901: O dvou minetách a žule z okolí Jílového. – *Věst. Čes. spol. nauk, mat.-přír.*, 30.

Rosický, V., 1921: Amfibolovec od Kojetína a horniny jej provázející. – *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Tř. II.*, 30, 9, 1–17.

Rosický, V., 1926: Gabbro od Železného u Tišnova a horniny jej provázející. – *Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ.*, 6, 401–425.

Rosický, V., Šplíchal, J., 1921: Smíšená žíla od Třemlata u Mnichovic. – *Sbor. Ústř. Úst. geol.*, 1, 147–168.

Rosický, V., Veselý, V., 1932: O spessartitu a dvou složených žilách v okolí Týnice n. Sázavou v Čechách. – *Sbor. Stát. geol. Úst.*, 10, 65–88.

Röhlich, P., 1952: Dva výskyty minet v severovýchodní části Prahy. – *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat.-přír. Věd*, 70, 11.

Röhlich, P., 1972: Petrografické poměry v severní části jílovského pásma. – *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 22, 7–64.

Ryka, W., 1966: Comagmatic phenomena of the Paleozoic diabase-lamprophyre association of Central and Southern Poland. – *Paleovolcanites of the Bohemian Massif*, 127–134, Universita Karlova. Praha.

Sattran, V., 1965: Variské vyvřeliny jáchymovského rudního okrsku. – *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 7, 7–31.

Sauer, A., 1889: Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreiches Sachsen, Section Meißen. – Leipzig.

Seifert, Th., 1994: Zur Metallogenie der Lagerstätendistriktes Marienberg. – MS, disertační práce. Technische Universität Bergakademie Freiberg.

Seifert, Th., 2008: Metallogeny and petrogenesis of lamprophyres in the Mid-European Variscides: Post-collisional magmatism and its relationship to late-Variscan ore forming processes in the Erzgebirge (Bohemian Massif). – *IOS Press BV*, Amsterdam, v tisku.

Seifert, Th., Baumann, L., 1994: On the metallogeny of the Central Erzgebirge anticlinal area (Marienberg district), Saxony, Germany. – *Monogr. Series Mineral. Deposits*, 31, 169–190.

Seifert, Th., Sandmann, D., 2006: Mineralogy and geochemistry of indium-bearing polymetallic vein-type deposits: Implications for host minerale from the Freiberg district, Eastern Erzgebirge, Germany. – *Ore Geology Reviews*, 28, 1–31.

Seifert, W., 2005: REE-, Zr-, and Th-rich titanite and associated accessory minerals from a kersantite in the Frankenwald, Germany . – *Mineral. Petrol.*, 84, 129–146.

Seifert, W., Kramer, W., 2003: Accessory titanite: an important carrier of zirconium in lamprophyres. – *Lithos*, 71, 81–98.

Scharbert, S., 1987: Rb-Sr analýzy tonalitu a žuly z lokality Křižanovice (Železné hory). – *Čas. Mineral. Geol.*, 32, 4, 411–412.

Schulze, D. J., Smith, J. V., Němec, D., 1985: Mica chemistry of lamprophyres from the Bohemian Massif, Czechoslovakia. – *N. Jb. Mineral. Ab.*, 152, 321–334.

Siebel, W., Chen, F., Satir, M., 2003: Late-Variscan magmatism revisited: new implications for Pb-evaporation zirkon ages on the emplacement of redwitzites and granites in NE Bavaria. – *Int. J. Earth Sci.*, 92, 36–53.

Słaby, E., Falenty, K., Falenty, A., Breitkreutz, Ch., Bachliński, R., Domańska-Siuda, J., 2007: A Model of magma differentiation in Permian volcanic rocks from the Kracow area. – *Acta musei Turnoviensis*, 24–25.

Słaby, E., Martin, H., 2008: Mafic and felsic magma interaction in granites: the hercynian Karkonosze Pluton (Sudetes, Bohemian Massif). – *J. Petrol.*, 49, 2, 353–391.

Slavík, F., 1902: Příspěvek k poznání vyvřelin středočeského praekambria. – *Rozpr. Čes. Akad. cís. Fr. Josefa II, tř. II*, 4, 1–32.

Smith, H. G., 1946: The lamprophyre problem. – *Geol. Mag.*, 83, 165–171.

Souček, J., 1992: Alkaline lamprophyres (camptonites and monchiquites) in Central Europe. – *Acta Univ. Carol., Geol.*, 1/2, 183–195.

Stárková, I., Veselá, M., Moupic, Z., Chmelař, J., 1993: Příspěvky k problematice západomoravského krystalinika. – In: A. Přichystal, V. Obstová, M. Suk (Eds.): Geologie Moravy a Slezska. – *MZM a Sekce geol. věd PřF MU. Brno*, 15–30.

Streckeisen, A., 1980: Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. – *Geol. Rundschau.*, 69, 194–207.

Suess, F. E., 1901: Geologische Mitteilungen aus dem Gebiete von Trebitsch und Jarmeritz in Mähren. – *Verh. Geol. Bundesanst.*, 59–90.

Suess, F. E., 1908: Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Grundgebirge in dem Gebiete von Frain und Geras. – *Verh. R-A*, 395–412.

Svoboda, J., Horný, R., 1957: Zpráva o geologickém mapování okolí Skoupého u Sedlčan (List spec. mapy Sedlčany 4153). – *Zpr. geol. Výzk. v r. 1956*, 169–171.

Šešulka, V., Krmíček, L., 2008: Využití Cs – magnetometrie při detailním geologickém průzkumu. – In: L. Krmíček, M. Halavínová, V. Šešulka (Eds.): Sborník abstraktů Moravskoslezské paleozoikum 2008. – *PřF MU*, Brno, 15.

Šmejkal, V., 1960: Absolutní stáří některých granitoidů a metamorfitů Českého masivu stanovené kalium – argonovou metodou. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 35, 441–449.

Šmejkal, V. (1964): Absolutní stáří některých vyvřelých a metamorfovaných hornin Českého masívu stanovené kalium – argonovou metodou (II. část). – *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 4, 121–136.

Štelcl, J. st., 1957: Křemenný dioritový porfyrit od Rejvízu ve Vysokém Jeseníku. – *Čas. Mineral. Geol.*, 3, 311–318.

Štemprok, M., Holub, F. V., Chlupáčová, M., Lang, M., Novák, J. K., Pivec, E., 2000: Petrografický a geochemický výzkum lamprofyrů české části krušnohorského batolitu. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1999*, 80–82.

Štemprok, M., Holub, F. V., Novák, J. K., 2003: Multiple magmatic pulses of the Eastern Volcano-Plutonic Complex, Krušné hory/Erzgebirge batholith, and their phosphorus contents. – *Bull. Geosci.*, 78, 3, 227–296.

Štemprok, M., Chlupáčová, M., Holub, F. V., Novák, J., Pivec, E., 1999: Petrologie tmavých žilných hornin Jáchymovského rudního revíru a jejich petrofyzikální vlastnosti. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1998*, 142–145.

Štemprok, M., Seifert, Th., Holub, F. V., Chlupáčová, M., Dolejš, D., Novák, J. K., Pivec, E., Lang, M., 2008: Petrology and geochemistry of Variscan dykes from the Jáchymov (Joachimsthal) ore district, Czech Republic. – *J. Geosci.*, 53, 65–104.

Troll, G. (1964): Das Intrusivgebiet von Fürstenstein (Bayerischer Wald). – *Geologica Bavarica*, 1–140.

Ulrych, J., Cimbálníková, A., Fiala, J., Kašpar, P., Lang, M., Minařík, L., Palivcová, M., Pivec, E., 1976: Petrology of the Petrovice melagabbro. – *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd*, 86, 9, 1–57.

Vavřín, I., Frýda, J., 1998: Pt-Pd-As-Te mineralizace na ložiskách měďnato-niklových rud z Kunratic a Rožan na Šluknovsku. – *Bull. Czech Geol. Surv.*, 73, 2, 177–180.

Vejnar, Z. (Ed.) *et al.*, 1980: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000, list 21–212 Staré Sedlo. – *Ústř. Úst. geol.* Praha, 43 p.

Vejnar, Z. (Ed.) *et al.*, 1981: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000, list 21–213 Bělá nad Radbuzou. – *Ústř. Úst. geol.* Praha, 60 p.

Vejnar, Z. (Ed.) *et al.*, 1986: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000, list 21–211 Stráž. – *Ústř. Úst. geol.* Praha, 40 p.

Verner, K., Buriánek, D., Vrána, S., Vondrovic, L., Pertoldová, J., Hanžl, P., Nahodilová, R., 2009: Tectonometamorphic features of geological units along the northern periphery of the Moldanubian Zone (Bohemian Massif). – *J. Geosci.*, 54, 87–100.

VERNER, K., HOLUB, F. V., ORSÁGOVÁ, L., STUDENÁ, M., 2009: Stavby a mechanismy vmístění vybraných žilných těles ve středočeském plutonickém komplexu. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 2008*, 51–53.

VESELÁ, M. (Ed.) *et al.*, 1988: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000, list 23–421 Brtnice. – *Ústř. Úst. geol.* Praha, 50 p.

VESELÁ, M. (Ed.) *et al.*, 1989: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000, list 23–234 Jihlava. – *Ústř. Úst. geol.* Praha, 68 p.

VLAŠÍMSKÝ, P., 1971: Žilné horniny v příbramské rudní oblasti. – *Sbor. geol. Věd., Geol.*, 21, 83–108.

VLAŠÍMSKÝ, P., 1976a: Development of dyke rocks in the Příbram area. – *Acta Univ. Carol., Geol.*, 1976, 377–401.

VLAŠÍMSKÝ, P., 1976b: Antimony in the eruptive rocks of the Příbram ore district and its neighbourhood. – *Věst. Ústř. Úst. geol.* 51, 239–242.

VODIČKA, J., 1951: Zpráva o geologickém mapování v okolí Lukavice u Chrudimě. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 26, 146–147.

VODIČKA, J., 1997: Železné hory očima geologa. – *Invence Litomyšl, Sborník prací č. 5.*, Nasavrky, 66 p.

VOMELOVÁ, H., 1998: Nemetamorfované slepence u Stříbrných Hor. – MS, diplomová práce. PřF MU. Brno.

VON SECKENDORFF, V., TIMMERMAN, M. J., KRAMER, W., WROBEL, P., 2004: New $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages and geochemistry of late Carboniferous-early Permian lamprophyres and related volcanic rocks in the Saxothuringian Zone of the Variscan Orogen (Germany). – In: M. Wilson, E. R. Neumann, G. R. Davies, M. J. Timmerman, M. Heeremans, B. T. Larsen (Eds.): Permo-Carboniferous Magmatism and Rifting in Europe. – *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 223, 335–359.

VRÁNA, S., 1959: Geologie a petrografie území mezi Husincem, Záblatím a Žárovnou (moldanubikum). – MS, diplomová práce, PřF UK. Praha.

VRÁNA, S., 2004: Late Variscan Sušice dyke swarm (Moldanubian Zone): quartz monzodiorite dykes and their pyroxene gabbro xenoliths. – *Bull. Geosci.*, 79, 4, 221–229.

VRÁNA, S., JANOUŠEK, V., 1999: Petrologie a geochemie štěpánovické žíly pyroxen-biotitického křemenného monzodioritu. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1998*, 81–82.

VRÁNA, S., JANOUŠEK, V., 2006: Late-orogenic Variscan magmatism: the case of quartz monzodiorite dykes from 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 biotite granodiorite porphyry and its relationship to the Freistadt granodiorite, Moldanubian Batholith. – *J. Czech Geol. Soc.*, 50, 1/2, 9–17.

VYRAZIL, J., 1889: Minetta a rula z dolů kutnohorských. – *Věst. kr. č. spol. nauk*, 208–215.

WALDHAUSROVÁ, J. (Ed.) *et al.*, 1986: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000, list 22–232 Kostelec nad Vltavou. – *Ústř. Úst. geol.*, Praha, 62 p.

WALDMANN, L., 1935: Über eine Minette mit Ägirin und Alkalihornblende in Nordmähren. – *Verh. Geol. Bundesanst.*, 141–144.

WEBER, A. (1947): Pyroxenický kersantit od Vranova nad Dyjí. – *Práce Mor. přír. spol.*, 18, 10, 1–14.

WEBER, A. (1950): Brněnský masív vyvřelý. – *Vlastivěd. sbor. mor.*, 5–14.

WEBER, H., KURZE, M., SEIFERT, Th., 1997: Die Lamprophyres im Elbtalschiefergebirge. – *Exkurs. f. u. Veröffl. GGW*, *200*, 193–194.

WEISS, J., 1955: Zpráva o geologicko-petrografickém výzkumu u Římova. – *Zpr. Geol. Výzk. v Roce 1954*, 209–211.

WENZEL, T., MERTZ, D. F., OBERHÄNSLI, R., BECKER, T., RENNE, P. R., 1997: Age, geodynamic setting, and mantle enrichment processes of a K-rich intrusion from the Meissen massif (northern Bohemian massif) and implications for related occurrences from the mid-European Hecynian. – *Geol. Rundsch*, 86, 3, 556–570.

WENZEL, T., OBERHÄNSLI, R., METZGER, K. 2000: K-rich plutonic rocks and lamprophyres from the Meissen Massif (northern Bohemian Massif): Geochemical evidence for variably enriched lithospheric mantle sources. – *N. Jb Miner. Abh.*, 175, 249–293.

WIERZCHOŁOWSKI, B., 1977: Skały żyłowe kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego. – *Geol. Sudet.*, 12, 7–28.

WIERZCHOŁOWSKI, B., 2003: Potassium-rich dyke rock of Rogówek. – *Archiwum Mineralogiczne*, 54, 77–97.

WILLMANN, K., 1920: Die Redwitzite, eine neue Gruppe von granitischen Lamprophyren. – *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 71, 1–33.

WILSCHOWITZ, J., 1939: Kurzgefasste Geologie des Altvatergebirges. – Opava.

WIMMENAUER, W., 1973: Lamprophyre, Semilamprophyre und anchibasaltische Ganggesteine. – *Fortschr. Mineral.*, 51, 3–67.

WOOLLEY, A. R., BERGMAN, S. C., EDGAR, A. D., LE BAS, M. J., MITCHELL, R. H., ROCK, N. M. S., SCOTT-SMITH, B. H., 1996: Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites and the kalsilite mellitic and leucitic rocks. – *Can. Mineral.*, 34, 175–186.

ZAPLETAL, J., ZIMÁK, J., 1994: Žíla camptonitu z kulmu od Mariánského Údolí u Olomouce. – *Čas. Slez. Muz., sér. A*, 43, 15–20.

Zapletal, K., 1922: Vyvřelina brněnská. – *Příroda*, 15, 193–199.
Zapletal, K., 1927–28: Geologie a petrografie okolí brněnského. – *Čas. Morav. Mus. zem. v Brně*, 25, 67–111.
Zapletal, K., 1931–32: Geologie a petrografie země Moravsko-slezské. – *Vlastivědný časopis JZ Moravy*. Brno.
Zimák, J., Vávra, V., 1998: Poznámky k nerostnému složení camptonitu z Mariánského Údolí u Olomouce. – *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1996*, 73–75.
Zoubek, V., 1985: Cesty do hlubin Země. – *Vesmír*, 6, 327–333.
Żaba, J., 1999: The structural evolution of the Lower Paleozoic succession in the Upper Silesian Block and Małopolska Block border zone (Southern Poland). – *Memoirs of the Polish Geological Institute*, 166, 1–162.
Żelaźniewicz, A., Nowak, I., Larionov, A., Presnyakov, S., 2006: Syntectonic Lower Ordovician migmatite and post-tectonic Upper Viséan syenite in the western limb of the Orlica-Śnieżnik Dome, West Sudetes: U-Pb SHRIMP data from zircons. – *Geol. Sudet.*, 38, 63–80.
Žežulková, V., 1961: Žilné vyvřeliny na Příbramsku. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 36, 2, 109–113. Praha.
Žežulková, V., 1982: Žilné horniny jižní části středočeského plutonu. – *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 37, 71–102.
Žežulková, V., 1989: Posloupnost žilných hornin středočeského plutonu. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 64, 277–286.
Žežulková, V., Rus, V., Turnovec, I., 1977: Žilné horniny krásnohorsko-sedlčanské oblasti a jejich vztah k Sb-Au zrudnění. – *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 29, 33–60.