

# Magnetitová mineralizace v amfibolitech brněnského masivu, Česká republika

## Magnetite mineralization of amphibolites in the Brno Massif, Czech Republic

DAVID BURIÁNEK

Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 59 Brno

BURIÁNEK D. (2009): Magnetitová mineralizace v amfibolitech brněnského masivu, Česká republika. - *Bull. mineral.-petrol. Odd. Nár. Muz. (Praha)* 17/1, 95-100. ISSN: 1211-0329.

### Abstract

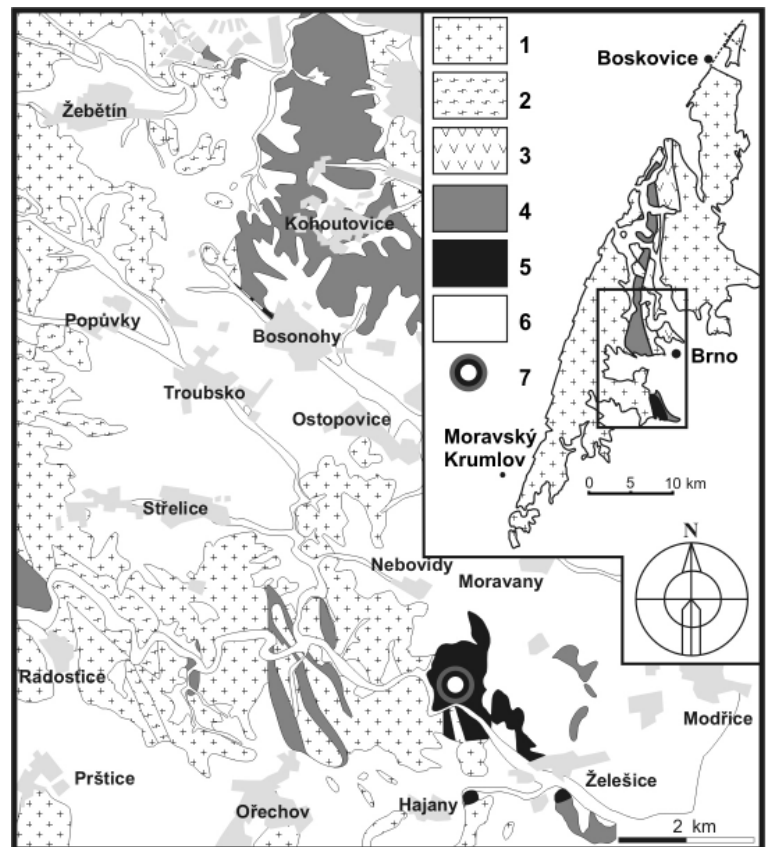
Magnetite mineralization was found in the quarry approximately 2 kilometres WNW of village Želešice. Magnetite- and silicate-rich layers form lens up to 0.5 m thick and 1.5 m long, enclosed in amphibolite near the contact with biotitic granodiorite. Zoned magnetite grains occur together with actinolite, epidote, iron-rich chlorite and ilmenite (pyrophanite end-member 15 - 16 mol. %). The oscillatory zoning in magnetite exists mainly due to substitution of  $\text{Si}^{4+}$  and  $\text{Al}^{3+}$  for  $\text{Fe}^{3+}$  in the tetrahedral site accompanied by substitution of divalent cation (Ca, Mg) in the octahedral site. The magnetite zoning and mineral assemblage of studied mineralization can be explained as a consequence of interaction between iron-rich lens in amphibolites and low-temperature hydrothermal fluids under reducing conditions.

**Key words:** magnetite, amphibolites, chemical composition, hydrothermal fluids, Brno Massif, Czech Republic

### Úvod

Želešické amfibolitové těleso se nachází jihovýchodně od Brna v prostoru mezi obcemi Želešice, Moravany a Hajany (obr. 1). Pokračování tohoto tělesa můžeme v drobných výskytech sledovat dále na sever až k Bystrci (Buriánek 2005). Amfibolity jsou součástí centrálního bazického pásu (obr. 1), který odděluje východní (slavkovský terán) a západní (dyjský terán) granitoidní oblast brněnského masivu (Finger et al. 2000a). Hanžl a Melichar (1997) rozčlenili tento centrální bazický pás na západní metadioritovou zónu složenou z alkalicko-vápenatých mafických a ultramafických hornin a východní metabazaltovou zónu, tvořenou bimodálními vulkanity s převahou bazaltů. Amfibolity byly těmito autory řazeny k dioritovému pásu, který je součástí metamorfního obalu západně ležících granitoidů dyjského teránu.

První podrobnější petrografickou charakteristiku amfibolitového tělesa u Želešic podal Holetz (1923) a později se jím zabývali Dudek, Suk (1964) a Štelcl, Weiss (1986). Amfibolity tvoří deskovité těleso poměrně velkého hloubkového dosahu (nejméně 4 km; Slezáková 1979), které na západě hraničí s biotitickými granodiority náležejícími k dyjskému teránu a na východě je lemováno metadioritami a ultrabazickými horninami. Amfibolity a s nimi svázané horniny (zeleňé břidlice, ultramafické horniny, křemenem bohaté biotitické ruly) pravděpodobně představují svrchní část ofiolitové sekvence (Buriánek 2005). Spodní část této sekvence tvořil komplex kumulátových gaber, dioritů a



Obr. 1 Zjednodušená geologická mapa studované oblasti (Mitrena, Rejl 1993; Hanžl et al. 1999). Legenda: 1 - granitoidy; 2 - migmatity a vápenatosilikátové horniny; 3 - metabazalty a metaryolity; 4 - metamorfované diority, gabra a ultramafické horniny; 5 - amfibolity; 6 - kvartérní sedimenty; 7 - studovaná lokalita.

ultrabazických hornin. Dnes jsou tyto horniny metamorfovány a tvoří převážnou část metadioritové zóny v centrálním bazickém pásu brněnského masivu.

Horniny želešického amfibolitového tělesa prošly nejméně třemi metamorfními etapami (Buriánek 2005). Nejstarší byla regionální metamorfóza (M1) v amfibolitové facii (> 6 kbar, 550 - 650 °C). Během této metamorfózy vznikla foliace amfibolitů (D1). Poté byly amfibolity postiženy mladší (M2) kontaktní metamorfózou (650 - 700 °C, ~ 6 kbar) svázanou s intruzí granodioritů dyjského teránu (580 - 590 Ma; Finger et al. 2000b). Během variské orogeneze prodělaly amfibolity nízkoteplotní dynamickou metamorfózou ve facii zelených břidlic (450 - 530 °C pro tlak 2 kbar; M3). Variská deformace (D2) se projevila hlavně vznikem střížných zón. V amfibolitech nacházíme střížné zóny o mocnosti až deset metrů jejichž orientace je převážně S - J. Alpská orogeneze již formovala tuto oblast pouze křehkými deformacemi D3 (Hanžl, Melichar 1997).

Podle Slezákové (1979) se v horninách brněnského masivu v okolí Želešic vyskytují tři paragenetické typy magnetitu. První je primárně magmatický, který je ale vázán na málo mocné polohy metagabrodioritů. Druhý typ magnetitu vznikl druhotnými přeměnami tmavých minerálů jako je amfibol, biotit nebo pyroxen. Tyto magnetity Slezáková (1979) popsala například ze serpentinitů a dioritů provázejících amfibolity. Třetí typ magnetitu je vázán na amfibolity a vznikl v důsledku aktivity hydrotermálních fluid.

Jelínek (1999) vyčlenil v lomu u Želešic celou řadu minerálních asociací různé geneze, které jsou vesměs svázané s hydrotermální aktivitou. Za nejstarší označil magnetitové zrudnění provázené chalkopyritem, pyritem a pyrhotinem. Za poněkud mladší považoval křemen epidotové sekreční čočky, které kromě již dvou zmíněných minerálů obsahovaly amfibol (většinou aktinolitického složení), karbonáty, magnetit, pyrit, chalkopyrit, pyrhotin, sfalerit, galenit. Dále vyčlenil žilky karbonát-epidotové asociace. Kromě převažujících epidotů a karbonátů obsahovaly amfibol většinou odpovídající aktinolitu (někdy přecházející do magneziohornblendu) a křemen. Čtvrtým typem byly žíly složené téměř výhradně z kalcitu. Velmi zajímavý byl objev skarnových poloh uložených souhlasně s foliací amfibolitů. Ty se skládaly z andraditového granátu (obsahy Adr se pohybovaly nad 70 mol. %), epidotu, diopsidického pyroxenu, křemene a karbonátu. Za nejmladší považoval Jelínek (1999) puklinovou mineralizaci se zeolity. Všechny mineralizace byly podle zmíněného autora provázeny supergenními minerály („limonit“ atd.). Bohužel v tomto detailním členění chybí dostatek údajů dovolujících interpretovat vzájemný vztah jednotlivých mineralizací a charakteristiky jednotlivých skupin se někdy překrývají.

V roce 2007 byla na sedmé etáži nového lomu v Želešicích objevena asi 0.5 m mocná a 1.5 m dlouhá čočka magnetitového zrudnění uložená v drobně zrnitých amfibolitech. Výskyty akumulací magnetitu v amfibolitech z této lokality byly již v minulosti studovány, ale ukázalo se že nejsou ložiskově důležité (Mátl, Hejtmánek 1959). Po stránce mineralogické a genetické jde však o velmi zajímavý výskyt. Nové studium navíc umožnilo revizi předchozího rozdělení mineralizací (Jelínek 1999) vázaných na amfibolity u Želešic.

## Metodika

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikroskopce Cameca SX100 v Brně (Laborať elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, Společné pracoviště Ústavu geologických věd PŘF MU a České geologické služby) ve vlnové disperzním módu. Analýzy minerálů byly provedeny při urychlovacím napětí 15 kV, proudu svazku 10 nA. Použité standardy: Si, Al - sanidin; Mg - olivín; Fe, Ca - andradit; Mn - rhodonit; Ti - Ti-hornblend; Cr - chromit; Na - albit; K - ortoklas; P, F - fluorapatit; Cl - vanadinit; Zn - gahnit; V - vanadinit, Ni - Ni. Detekční limity pro stanovené prvky jsou: Ti = 0.01 wt. %; Si, Ca, P = 0.02 wt. %; V, Mg, Al = 0.03 wt. %; Cr = 0.04 wt. %; Mn, Ni = 0.05 wt. %; Fe = 0.07 wt. %; Zn = 0.13 wt. %. Hlavní prvky byly načítány na 10 - 20 s. Při vyhodnocení bylo pro amfibolity užito platné klasifikace (Leake et al. 1997) a trojmocné železo bylo počítáno metodou 13eCNK (Schumacher 1996). Empirické vzorce minerálů epidotové skupiny jsou přepočteny na 12.5 aniontů. Magnetity jsou počítány na 4 kyslíky a trojmocné železo je určeno podle stechiometrie. Empirické vzorce chloritu byly přepočteny na 28 aniontů a ilmenitu na 6 kyslíků. Použité zkratky minerálů jsou podle Kretze (1983).

## Přehled hydrotermálních mineralizací vázaných na amfibolity

Amfibolity byly během svého vývoje několikrát atakovány hydrotermálními fluidy. V důsledku těchto procesů v amfibolitech vzniklo několik minerálních asociací, v nichž se často objevuje i magnetit. Na základě nových výzkumů bylo starší rozdělení (Mátl, Hejtmánek 1959; Slezáková 1979; Jelínek 1999) hydrotermálních mineralizací přehodnoceno. Žilné mineralizace v amfibolitech byly rozděleny na 3 základní typy:

- 1) Nejstarší žíly mají čočkovitý či nepravidelný tvar a tvoří je hlavně křemen (typ 1). Jsou uloženy převážně souhlasně s foliací zelených břidlic a amfibolitů. Jejich mocnost se pohybuje kolem 0.5 m (až 3 m). Na okraji mohou mít až několik cm mocná hnízda vějířovitých agregátů minerálů epidotové skupiny a amfibolů odpovídajících chemicky aktinolitu. Někdy v křemeni nalézáme shluky krystalků pyritu, chalkopyritu a dalších sulfidů. Velmi často jsou postiženy sekundárními přeměnami (např. „limonit“, covelin). Žíly jsou intenzivně křehce porušené. Tyto žíly poměrně dobře odpovídají mineralizaci křemen-epidotových žil vyčleněné Jelínkem (1999).
- 2) Poněkud mladší jsou žíly typu 2 s bohatou paragenézí minerálů v níž převládají minerály epidotové skupiny, křemen, kalcit, aktinolitické amfibolity a chalkopyrit. Množství kalcitu může v těchto žilách výrazně kolísat. Také tyto žíly bývají tektonicky výrazně porušené. Na okrajích žil se často objevují až 1 mm velké oktaedry magnetitu zarostlé v křemeni. Někdy se magnetit koncentruje v amfibolitu jako drobné smouhy lemující okraje hydrotermálních žilek. Drobné akumulace magnetitu v okolí žilek mohou být obklopeny křemenem. S touto mineralizací souvisí prostorově a patrně také geneticky polohy magnetitového zrudnění a skarnové polohy obsahujících andradit v asociaci s epidotem a diopsidem (Jelínek 1999).

3) Nejmladší skupinu tvoří žíly puklinové mineralizace (typ 3), které vyplňují křehké trhliny a jsou tvořené hlavně kalcitem a zeolity (analcim, natrolit, heulandit, harmotom, chabazit prehnit, laumontit; Schmidt 1970; Navrátil 1980; Jelínek 1999). Tyto žilky tvoří výplně puklin ve starších křemenných žilách i magnetitovém zrudnění. Jejich mocnost se pohybuje od několika mm do několika cm. Navrátil (1980) zde vyčleňuje tři minerální asociace obsahující zeolity. První asociace je reprezentována Na-zeolity, druhá Ca-zeolity a třetí Ca, Ca-K-Ba a Ca-Na zeolity. Bitumeny zjištěné na těchto žilkách patrně migrovaly z neogenních sedimentů (Schmidt 1970).

### Popis magnetitového zrudnění

Izolované oktaedrické krystaly a nepravidelná zrna magnetitu o velikosti do 2 mm jsou přítomny v amfibolitech běžně a často ani nejsou viditelně svázána s žádnou mladší mineralizací.

Čočka studovaného zrudnění z lomu v Želešicích se skládala z pásků o mocnosti až 8 cm obsahujících hlavně magnetit, které se střídají s pásy bohatými na silikáty (hlavně aktinolit) o mocnosti až 3 cm. Zrudnění bylo uloženo souhlasně s převažující foliací amfibolitů, která upadá pod úhlem 50 - 80° k Z až JZ. Drobné nepravidelně rozmístěné akumulace magnetitu čočkovitého tvaru o velikosti do 50 cm nacházíme poměrně běžně v amfibolitech a zelených břidlicích západně a severozápadně od Želešic (Mátl, Hejtmánek 1959; Slezáková 1979). Popisované magnetitové zrudnění bylo nalezeno asi 100 m od kontaktu amfibolitů s biotitickými granodiority.

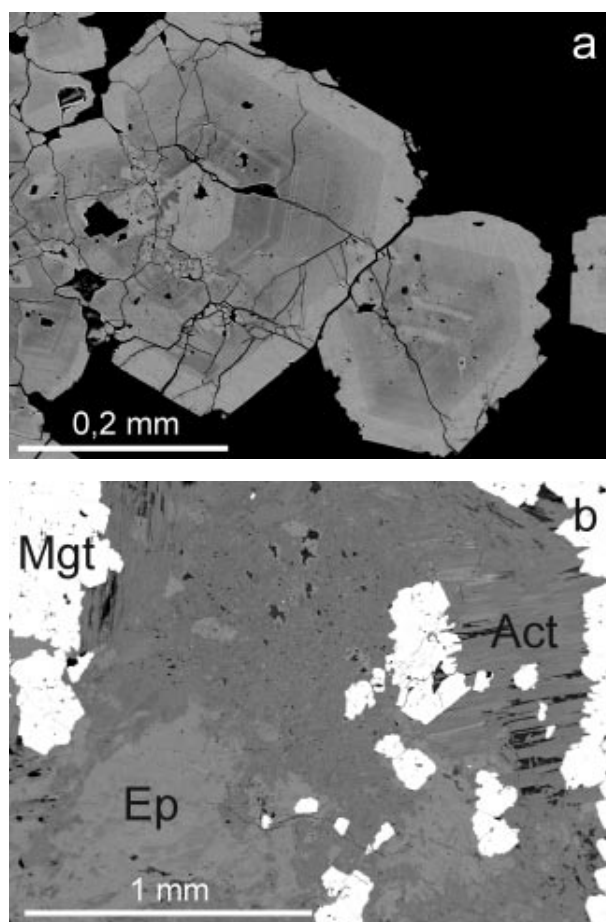
Magnetitem bohaté pásy obsahují hypautomorfní až automorfní zrníčka magnetitu o velikosti do 1 mm, které vykazují výraznou oscilační zonálnost (tab. 1, obr. 2a). Jednotlivé zóny se od sebe liší (obr. 3) hlavně obsahy Si (0.003 až 0.157 *apfu*), Al (0.002 až 0.060 *apfu*) a méně pak Ca (0.008 až 0.032 *apfu*), Mg (0.008 až 0.026 *apfu*), Ti (0.004 až 0.006 *apfu*), Mn (do 0.005 *apfu*). Vzácně se mezi zrny magnetitu objevují agregáty drobných lištovitých krystalků ilmenitu o velikosti do 0.1 mm. Ve srovnání s ilmenity z okolních amfibolitů obsahuje poněkud vyšší množství pyrofanitové komponenty (15 - 16 mol. % oproti 5 - 7 mol. % v ilmenitech z amfibolitů). Společně s rudními minerály se v těchto páscích vyskytují silikáty (hlavně chlority a aktinolit) a to v množství od 25 do 45 modálních procent.

Silikátové pásy tvoří chlority, aktinolit a někdy také křemen. Rudní minerály jsou v těchto páscích přítomny jen v akcesorickém množství. Aktinolit (obr. 4a) chemicky poměrně nehomogenní ( $Fe/(Fe+Mg) = 0.55 - 0.63$ ,  $Si = 7.50 - 7.69$  *apfu*). V mikroskopu je patrné, že větší zrna se skládají z drobných jehlicovitých krystalů. Aktinolit místy tvoří až 20 mm dlouhé sloupce a vějířovité agregáty. Větší zrna aktinolitu často uzavírají až 1 mm velké oktaedrické krystalky magnetitu. Drobné jehlice aktinolitu naopak zarůstají do chloritů a minerálů epidotové skupiny. Minerály epidotové skupiny (Ps - pistacitová komponenta = 25 - 48 mol. %) tvoří xenomorfní zrna o velikosti do 0.5 mm, která vykazují smouhovitou zonálnost (obr. 2b). V centrech zrn se často nachází nepravidelná jádra s nižším obsahem pistacitové komponenty (obr. 4b). Někdy jsou zrna epidotu obrůstána tenkým lemem s nižším obsahem železa (Ps = 20 - 23 mol. %). Epidot také tvoří mladší žilky prorážející amfiboly (Ps = 35 mol. %) Titanit se

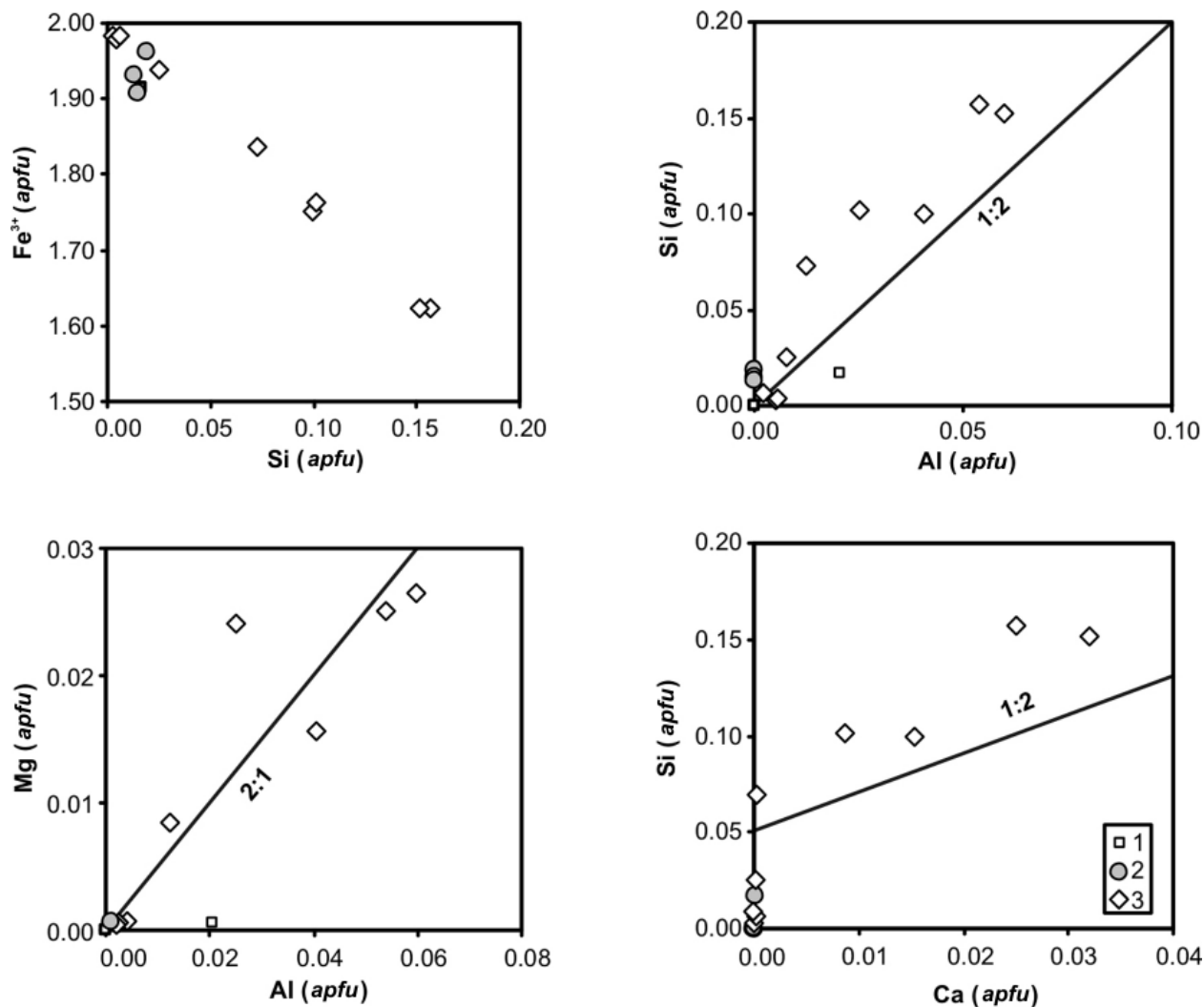
**Tabulka 1** Chemické složení magnetitu z magnetitového zrudnění

analýza	58	59	60	61	62	63
SiO <sub>2</sub>	0.65	4.19	2.64	1.91	0.07	2.69
TiO <sub>2</sub>	UDL	0.16	0.12	UDL	UDL	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.17	1.22	0.91	0.28	0.11	0.56
FeO	92.58	87.18	89.21	91.03	92.38	89.45
MnO	UDL	0.16	UDL	UDL	UDL	0.17
MgO	UDL	0.45	0.28	0.15	UDL	0.43
CaO	UDL	0.62	0.38	UDL	UDL	0.21
Total	93.49	93.97	93.54	93.53	92.63	93.63
<i>apfu</i>						
Fe <sup>2+</sup>	1.027	1.106	1.072	1.064	1.005	1.067
Mn	UDL	0.005	UDL	UDL	UDL	0.005
Mg	UDL	0.025	0.016	0.008	UDL	0.024
Ca	UDL	0.025	0.015	UDL	UDL	0.009
Ti	UDL	0.004	0.004	UDL	UDL	0.004
Si	0.025	0.157	0.100	0.073	0.003	0.102
Al	0.007	0.054	0.041	0.013	0.005	0.025
Fe <sup>3+</sup>	1.938	1.623	1.752	1.837	1.985	1.764
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000

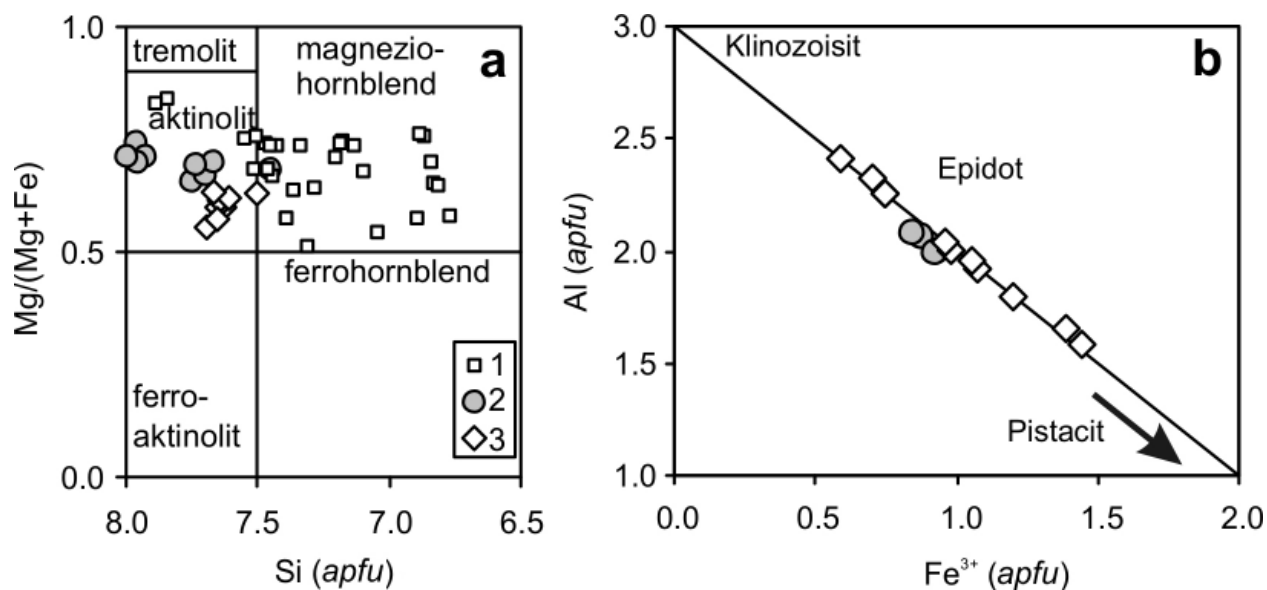
*UDL - pod detekčním limitem stanovení*



**Obr. 2** Typické minerály tvořící magnetitové zrudnění v BSE: a) oscilačně zonální krystalky magnetitu uzavřené v amfibolu; b) aktinolit a epidot s vtroušeným magnetitem (silikátový pásek uvnitř magnetitového zrudnění). Foto R. Škoda.



Obr. 3 Diagramy ukazující chemické složení magnetitu: 1 - okolní amfibolit; 2 - hydrotermální žilky typu 1 a 2, převzato z práce Jelínka (1999); 3 - magnetitová ruda.



Obr. 4 Klasifikační diagram Si vs. Mg/(Mg+Fe) (a) pro amfiboly (Leake et al. 1997) a diagram Al vs. Fe<sup>3+</sup> minerály epidotové skupiny. Symboly stejné jako na obrázku 3.

vyskytuje jako xenomorfní zrna vyplňující prostor mezi jehlicemi aktinolitů. V prostorech mezi amfiboly se vyskytuje jemně lupenitý Fe-chlorit (chamosit:  $(\text{Fe}_t+\text{Mn}+\text{Cr})/(\text{Fe}_t+\text{Mn}+\text{Cr}+\text{Mg}) = 0.70 - 0.75$ ,  $\text{Si} = 5.32 - 5.44$  apfu,  $\text{Mn} = 0.20 - 0.22$  apfu). Stejný chlorit tvoří inkluze v některých magnetitech. V polohách bez magnetitu nacházíme hnízda Mg-chloritu (klinochlor:  $(\text{Fe}_t+\text{Mn}+\text{Cr})/(\text{Fe}_t+\text{Mn}+\text{Cr}+\text{Mg}) = 0.43$ ,  $\text{Si} = 6.80$  apfu,  $\text{Mn} = \text{do } 0.02$  apfu). Vějířovité agregáty tohoto chloritu patrně vznikly v důsledku mladší hydrotermální alterace aktinolitů. V některých polohách silikátů převažuje chlorit a místo magnetitu se zde objevují drobné smouhy hematitu. Mladší hematit také zatlačuje některé magnetity. Pyrit tvoří drobné krychlové krystaly a často je zcela nahrazen „limonitem“.

## Diskuse

Obecný vzorec magnetitu je  $\text{AB}_2\text{O}_4$ . Tento minerál má inverzní spinelovou strukturu kde v tetraedrické pozici (A) převažuje  $\text{Fe}^{3+}$ , zatím co oktaedrické pozice (B) jsou obsazeny  $\text{Fe}^{2+}$  a  $\text{Fe}^{3+}$ . V tetraedrické pozici může docházet k substituci  $\text{Si}^{4+}$  za  $\text{Fe}^{3+}$  (Newberry et al. 1982) a podobně může do této pozice vstupovat také  $\text{Al}^{3+}$  (Schwertmann, Murad 1990). Do oktaedrické pozice mohou naopak vstupovat ionty  $\text{Ti}^{4+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  a  $\text{Ca}^{2+}$  (Ohkawa et al. 2007; Waychunas 1991). V mnoha magnetitech vzniklých za vyšších teplot při nízké fugacitě kyslíku je běžně přítomná ulvöspinelová komponenta ( $2\text{Fe}^{3+}(\text{Fe}^{2+}\text{Ti}^{4+})_1$ ). Při nižších teplotách ale dochází v takových magnetitech k vzniku odmíšenin ilmenitu (Frost 1991). V důsledku substituce  $\text{Si}^{4+}$  a  $\text{Al}^{3+}$  mohou ve struktuře magnetitu vznikat i vakance (Ohkawa et al. 2007; Westendorp et al. 1991).

Magnetit ve studovaném vzorku vykazuje výraznou oscilační zonálnost, která je způsobena hlavně substitucí  $\text{Si}^{4+}$  společně s  $\text{Al}^{3+}$  za tetraedrické  $\text{Fe}^{3+}$  a substitucí  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$  za oktaedrické  $\text{Fe}^{2+}$ . Patrná je vzájemná korelace mezi obsahy  $\text{Si}^{4+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  a  $\text{Ca}^{2+}$  (obr. 3). Magnetity s vysokým obsahem Si a Ca mají zároveň vyšší obsah spinelové komponenty (obr. 3). Podobné magnetity byly již dříve interpretovány jako produkt krystalizace z hydrotermálních roztoků v redukčních podmínkách (Ohkawa et al. 2007). Westendorp et al. (1991) dokonce popsali nepravidelná magnetitová jádra obklopená zónou bohatou Si. Tuto zonálnost interpretovali jako produkt alterace magnetitu mladšími křemíkem bohatými roztoky. Studované magnetity vykazují růstové oscilační zonálnosti a vznikly tedy během jediné mineralizační etapy. Obsahy Ti a Mn ve struktuře magnetitu jsou nízké (často pod mezí detekce) patrně v důsledku koexistence s ilmenitem. Chemické složení magnetitu a pozice této mineralizace naznačují, že je produktem interakce mezi železem bohatým protolitem a hydrotermálními fluidy za nízkých teplot a redukčních podmínek.

Přítomnost železem bohatého chloritu v inkluzích magnetitu dokazuje, že byl v hornině přítomen před vznikem magnetitu. Na okrajích magnetitových poloh se navíc chlorit vyskytuje v asociaci s hematitem, což je patrně relikv původní minerální asociace před vznikem magnetitu. Podle srovnání s údaji Lairda (1988) tento chlorit svým chemickým složením leží na rozhraní mezi chlority z železnorudných formací a chlority z bazických hornin. V hornině jsou pravděpodobně přítomny dva paragenetické typy hematitu z nichž jeden je starší než magnetit a druhý vznikl mladšími přeměnami magnetitu (martitizace). Protolitem pro toto zrudnění byly patrně polohy tvořené hlavně železem bohatým chloritem a hematitem.

Magnetitové zrudnění je provázeno sulfidy (chalkopyrit a pyrit), jejichž izotopické složení siry indikuje vulkanosedimentární původ protolitu rud (Losos et al. 1995). Takový závěr je v souladu s geologickou pozicí zrudnění v asociaci s amfibolity, které mají geochemické charakteristiky podobné MORB bazaltům (Buriánek 2005).

Hornina složená z magnetitu a tmavých minerálů (amfibol ± epidot ± chlorit) vytváří drobné čočky obklopené amfibolity, které mají minerální složení odpovídající horninám amfibolitové facie. Minerální asociace amfibolitů umožňuje použít pro výpočet teplot metamorfózy amfibol - plagioklasový termometr (Holland, Blundy 1994), který poskytl teploty v rozmezí 650 až 700 °C pro tlak 4 - 8 kbar. Odhad tlaku vychází z údajů získaných ze studia xenolitů metapelitů v granodioritech dyjského teránu (Buriánek 2005). Magnetit ze studovaného zrudnění je v rovnováze s aktinolitem a epidotem tedy minerály typickými pro metamorfózu ve facii zelených břidlic. Chemické složení a zonálnost magnetitů naznačují krystalizaci z hydrotermálních roztoků.

Magnetitové krystaly s podobným chemickým složením také nacházíme na okrajích žil s alpskou paragenezí. Oscilační zonálnost v těchto magnetitech dána hlavně substitucí  $\text{Si}^{4+}$  za  $\text{Fe}^{3+}$  (obr. 3). Tato substituce však není tak výrazná jako ve studovaném magnetitovém zrudnění. Chemické složení amfibolů a epidotů v asociaci s magnetitovým zrudněním (obr. 4) je velmi podobné silikátům analyzovaným v hydrotermálních žilách typu 1 a 2 (chemické složení amfibolů z těchto žil odpovídá aktinolitu až magneziohornblendu o složení  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) = 0.67 - 0.75$ ,  $\text{Si} = 7.46 - 8.02$  apfu a minerály epidotové skupiny obsahují 29 - 32 mol. % Ps).

Magnetitová mineralizace je mladší než metamorfóza v amfibolitové facii postihující okolní amfibolity. Pravděpodobně je vznik magnetitu kogenetický se vznikem hydrotermálních žil typu 2. Stáří těchto žil není prozatím známé. Hydrotermální roztoky mohly být generovány v závěrečných fázích kontaktní metamorfózy způsobené granodiority dyjského teránu. Na druhou stranu asociace alpských žil s minerálními asociacemi odpovídajícími podmínkám metamorfózy ve facii zelených břidlic jsou v celém brněnském masivu typické pro variskou etapu vývoje této geologické jednotky.

## Závěr

Magnetitové zrudnění v amfibolitech u Želešic pravděpodobně vzniklo jako produkt interakce železem bohatých poloh v amfibolitech s hydrotermálními roztoky v redukčních podmínkách. Oscilační zonálnost magnetitů je způsobena hlavně substitucí  $\text{Si}^{4+}$  a méně pak  $\text{Al}^{3+}$  za  $\text{Fe}^{3+}$  v tetraedrické pozici kterou doprovází substituce  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  za oktaedrické  $\text{Fe}^{2+}$  ve struktuře magnetitu. Místa nacházíme relikty starší minerální asociace obsahující železem bohatý chlorit a hematit. Chemické složení amfibolů a epidotů se podobá chemickému složení těchto minerálů v některých žilách alpské parageneze v okolí magnetitové mineralizace.

## Poděkování

*Předložená práce vznikla v rámci projektů Základní geologické mapování území České republiky 1 : 25 000 (subprojekt Brněnská aglomerace, číslo 390003). Autor děkuje za spolupráci při studiu R. Škodovi (elektronová mikroanalýza - Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita, Brno).*

## Literatura

- Buriánek D. (2005): Metamorfni vývoj želešického amfibolitového tělesa (Brněnský masiv). - *Geol. Výzk. Mor. Slez. v R. 2004* **12**, 82-87.
- Dudek A., Suk M. (1964): Zpráva o geologickém mapování brněnského masívu na listu Modřice. - *Zpr. geol. Výzk. v R. 1963*, 60-62.
- Finger F., Hanžl P., Pin C., Von Q. A., Steyrer H. P. (2000a): The Brunovistulian: Avalonian Precambrian sequence at the eastern end of the Central European Variscides? - In: Franke W, Haak V, Oncken O, Tanner D (eds): *Orogenic Processes: Quantification and modelling in the Variscan Belt*. - Geological Society, London, Special Publication, 179, 103-112.
- Finger F., Tichomirowa M., Pin C., Hanžl P. (2000b): Relics of an Early-Panafrican metabasite-metarhyolite formation in the Brno Massif, Eastern Czech Republic. - *Int. J. Earth. Sci., (Geol. Rundschau)* **89**, 328-335.
- Frost R. B. (1991): Stability of oxide minerals in metamorphic rocks. - *Rev. Mineral. Geochem.* **25** (1), 469-483.
- Hanžl P., Melichar R. (1997): The Brno Massif: A section through the active continental margin or a composed terrane? - *Krystalinikum* **23**, 33-58. Brno.
- Hanžl P., Krejčí Z., Vít J., Otava J., Stráník Z. (1999): Geologická mapa Brna a okolí. 1:50 000. - Český geologický ústav, Praha.
- Holetz F. (1923): Der Hornblendit und die ihn begleitenden Gesteine von Schöllschitz bei Brünn. - *Lotos, Bd.* **71**, 121-142.
- Holland T. J. B., Blundy, J. D. (1994): Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. - *Contrib. Mineral. Petrology.* **116**, 433-447.
- Jelínek J. (1999): Sukcese minerálních paragenezí želešických metabazitů. - MS, diplomová práce, PŘF MU, Brno, 63 s.
- Kretz R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. - *Am. Mineral.* **68**, 277-279.
- Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J. W., Youzhi G. (1997): Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. - *Am. Mineral.* **82** (9-10), 1019-1037.
- Laird J. (1988): Chlorites: metamorphic petrology. - *Rev. Mineral. Geochem.* **19**, 405-447.
- Losos Z., Hladíková J., Berka L. (1995): Dílčí výsledky izotopického a mikrochemického studia sulfidů z brněnského masívu. - *Geol. Výzk. Mor. Slez. v R. 1994*, 92-93.
- Mátl M., Hejtmánek, K. (1959): Výroční a závěrečná zpráva o prospekci želešického amfibolitového tělesa Želešice. - MS, Geofond, Praha, 64 s.
- Mitrenga P., Rejl L. (1993): Brněnský masiv. - In: Přichystal A. (ed.) *Geologie Moravy a Slezska*, Mor. zem. muzeum, 9-14.
- Newberry N. G., Peacor, D. R., Essene, E. J., Geissman, J. W. (1982): Silicon in magnetite: High resolution microanalysis of magnetite-ilmenite intergrowths. - *Contrib. Mineral. Petrology.* **80** (4), 334-340.
- Navrátil Z. (1980): Zeolity z brněnského masívu. - MS, diplomová práce, PŘF MU, Brno, 56 s.
- Ohkawa M., Miyahara M., Ohta E., Hoshino K. (2007): Silicon-substituted magnetite and accompanying iron oxides and hydroxides from the Kumano mine, Yamaguchi Prefecture, Japan: Reexamination of the so-called maghemite ( $\gamma$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). - *Journ. Mineral. Petrolog. Sci.* **102** (3), 182-193.
- Schmidt J. (1970): Nález bitumenů v oblasti brněnského masívu u Želešic. - *Věst. Ústř. Úst. geol.* **45**, 103-105.
- Schumacher J.C. (1996): The estimation of the proportion of ferric iron in the electron-microprobe analysis of amphiboles. - *Can. Mineral.* **34**, 238-246.
- Schwertmann U., Murad E. (1990): The influence of aluminum on iron oxides: XIV. Al-substituted magnetite synthesized at ambient temperatures. - *Clays and Clay Min.* **38** (2), 196-202.
- Slezáková J. (1979): Geologické poměry okolí Želešic a jejich korelace s magnetickým a gravimetrickým polem. - MS, diplomová práce, PŘF MU, Brno, 90 s.
- Štelcl J., Weiss J. (1986): The Brno Massif. - Univerzita J. E. Purkyně, Brno, 255 s.
- Waychunas G. A. (1991): Crystal chemistry of oxides and oxyhydroxides. - *Rev. Mineral. Geochem.* **25** (1), 11-68.
- Westendorp R. W., Watkinson D. H., Jonasson I. R. (1991): Silicon-bearing zoned magnetite crystals and the evolution of hydrothermal fluids at the Ansil Cu-Zn mine, Rouyn-Noranda, Quebec. - *Econ. Geol.* **86**, 1110-1114.