

METAMORFNÍ VÝVOJ ŽELEŠICKÉHO AMFIBOLITOVÉHO TĚLESA (BRNĚNSKÝ MASIV)

Metamorphic evolution Želešice amphibolite body (Brno Massif)

David Buriánek

Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 59 Brno; e-mail: burianek@cgu.cz

(24-34 Ivančice)

Key words: *Brno Massif, amphibolites, ultramafic rocks, PT conditions*

Abstract

The Želešice amphibolite body is situated along the southwestern margin metadiorite belt in the Central Basic belt of the Brno Massif. The metabasites and associated rocks (ultramafic rocks and biotite gneisses) comprise a metamorphic complex less than 2 km thick. The sequence of mafic and ultramafic metavolcanic rocks overlying metasediments probably represents the upper part of the ophiolite. The mineral assemblage metabasites ($Pl + Hbl \pm Bt \pm Ep \pm Qtz \pm Act$) and amphibole chemical zonation indicate polyphase metamorphic evolution. Three metamorphic evolutionary stages can be distinguished: (i) regional metamorphism (M1) in amphibolite facies grade (> 5 kbar, 550–650 °C), (ii) contact metamorphism (M2) related to the intrusion of the Cadomian granitoids (650–700 °C, ~ 6 kbar), (iii) the Variscan metamorphism (M3) under greenschist facies conditions (450–530 °C for 2 kbar).

Úvod

Želešické amfibolitové těleso se nachází jihovýchodně od Brna v prostoru mezi obcemi Želešice, Moravany a Hajany. Avšak jeho pokračování můžeme v drobných výskytech sledovat až k Bystrci. Amfibolity jsou součástí centrálního bazického pásu, který odděluje východní (slavkovský terran) a západní (dyjský terran) granitoidní oblast brněnského masivu (Finger et al. 2000). Hanžl a Melichar (1997) člení tento centrální bazický pás na západní metadioritový pás (zónu) složený z alkalicko-vápenatých mafických a ultramafických hornin a východní metabazitovou zónu tvořenou bimodálními vulkanity s převahou bazaltů.

Amfibolity jsou těmito autory řazeny k metadioritové zóně, která je součástí metamorfního obalu západně ležících granitoidů dyjského terranu. První podrobnější petrografickou charakteristiku tohoto tělesa podal Holtz (1923). Podle tohoto autora jsou amfibolity starší než granitoidy brněnského masivu a prošly metamorfózou ještě před jeho intruzí. V důsledku kontaktní metamorfózy granitoidů byly místy přeměněny na kontaktní rohovce. V následujících letech se většina autorů věnovala tomuto tělesu jen okrajově. Tyto práce obsahují hlavně petrografické charakteristiky jednotlivých horninových typů (Štelcl et al., 1986; Dudek - Suk, 1964), nebo se zabývají jejich chemickým složením (Hanžl – Melichar, 1997; Finger et al., 2000).

Geologická pozice želešického amfibolitového tělesa

Převážná část tělesa leží na jihovýchodním okraji centrálního bazického pásu brněnského masivu. Přesněji tvoří jeho zakončení pokud jde o povrchové výskyty. Na západě toto těleso sousedí s biotitickými granity a granodiority (obr. 1). Východní hranici tvoří metadiority a drobná tělesa ultrabazických hornin. Při této hranici se v amfibolitech vyskytují drobná tělesa mramorů s tremolitem (Buriánek, 2000). Směrem k severu pokračují výskyty amfibolitů přes Bosonohy až k Bystrci. V okolí Želešic

převládají amfibolity a jen v malém množství se setkáváme s biotitickými rulami. Ruly tvoří většinou jen několik mm mocné polohy v amfibolitech. Směrem k severu mocnost amfibolitů klesá a mezi amfibolity a granodiority leží těleso drobnozrnných biotitických rul. V okolí Bystrce ruly nad amfibolity naprosto převažují. Mocnost pásma těchto metamorfovaných hornin obvykle přesahuje 2 km.

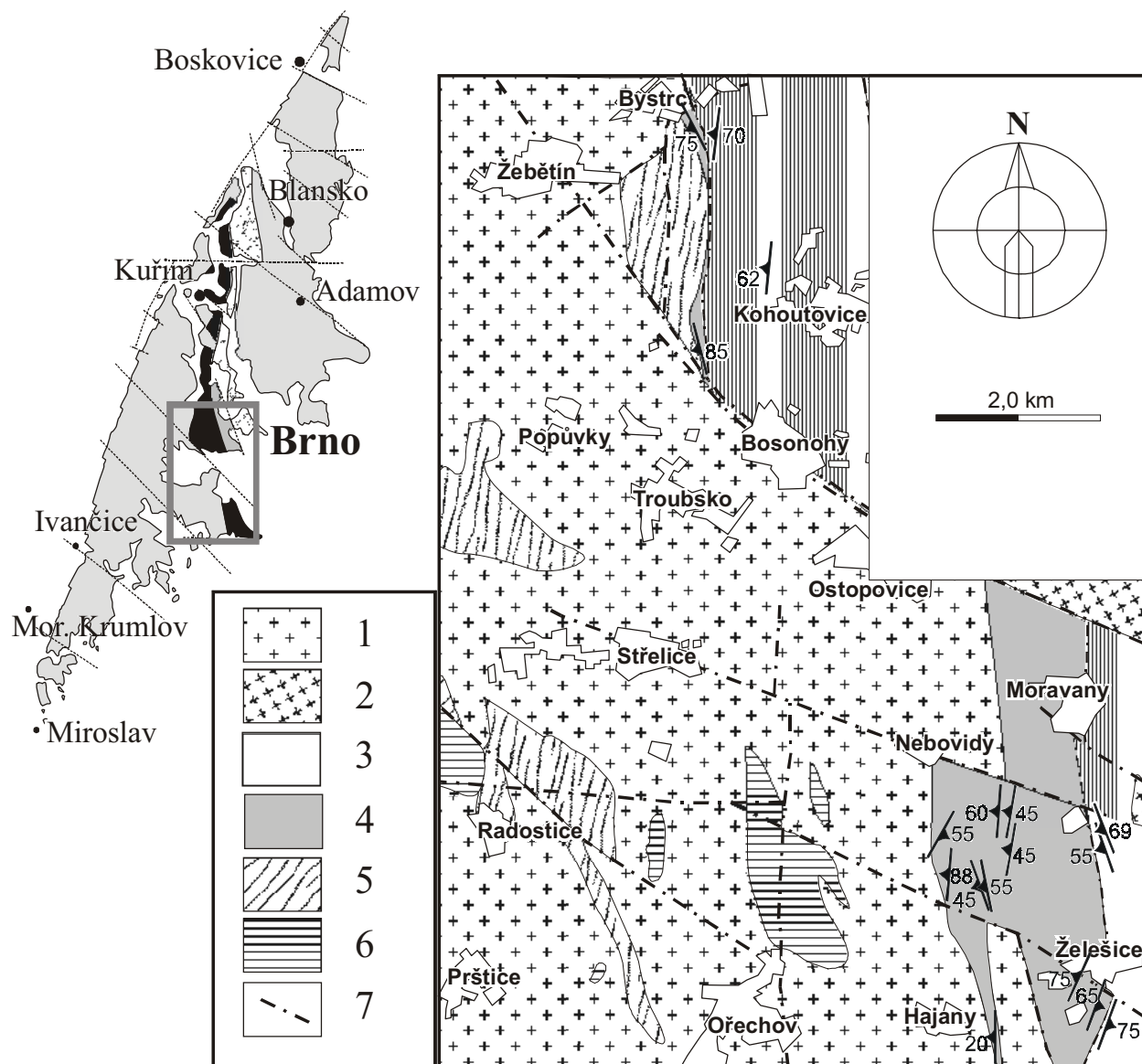
Biotitické ruly jsou detailně zvrásněny, což je dobře patrné díky střídání pásků lišících se obsahem křemene a biotitu. Minerální asociace rul je postkinematická. Dokládají to drobné lupinky biotitu, které přerůstají starou vrásovou stavbu.

Foliace amfibolitů upadá převážně pod úhlem 50–80° k SZ až JZ a na jižním konci tělesa k JV (obr. 2). U Želešic má foliace orientaci SV–JZ, směrem k Moravanům se stáčí k SZ–JV a v oblasti mezi obcemi Bosonohy a Bystrc má směr SSZ–JJV.

Hranice amfibolitů s metadiority je tektonická a její směr a orientace zhruba souhlasí s převažující foliací v amfibolitech. Deformace v dioritech není homogenní a koncentruje se do pásem o mocnosti až desítek metrů jejichž orientace je paralelní s hranicí mezi metadiority a amfibolity. Na těchto střížných zónách rostly během deformace amfiboly odpovídající svým chemickým složením aktinolitu.

Metodika

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikroskopě Cameca Camebax SX-100, Ústav geologických věd PŘF MU, Brno (operátor R. Čopjaková). Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za podmínek: urychlovací napětí 15 kV, průměr elektronového svazku 5 μm, proud 30 nA, načítací čas 20 sekund. Při vyhodnocení bylo pro amfiboly užito platné klasifikace Leake et al. (1997) a trojmocné železo bylo počítáno metodou 13eCNK (Schumacher, 1996). Použité zkratky minerálů jsou podle Kretze (1983). Chemická analýza tremolit maskové skaliny byla provedena metodou ICP-ES v laboratořích Acme Analytic Laboratories Ltd., Vancouver, Kanada. Ostatní



Obr. 1 – Geologické schéma brněnského masivu s výřezem zjednodušené geologické mapy želešického amfibolitového tělesa (upraveno podle mapy 1:50000; Hanžl et al. 1999): 1–2) biotitické až amfibol biotitické granodiority, 3) metagabra, metadiority, ultrabazika 4) amfibolity, 5) biotitické až muskovit biotitické ruly, 6) křemenné diority a tonality, 7) zlom.
 Fig. 1 – Geological sketch of the Brno Massif with insert simplified geological map of the Želešice amphibolite body (modified from map 1:50000; Hanžl et al., 1999): 1–2) biotite to amphibole-biotite granodiorites, 3) metagabbros, metadiorites and ultrabasic rocks, 4) amphibolites, 5) biotite to biotite-muscovite gneisses, 6) quartz diorites and tonalites, 7) fault.

presentované vzorky jsou převzaty ze starších prací (Štelcl et al., 1986; Finger et al., 2000; Leichmann, 1996; Jelínek – Dudek, 1993).

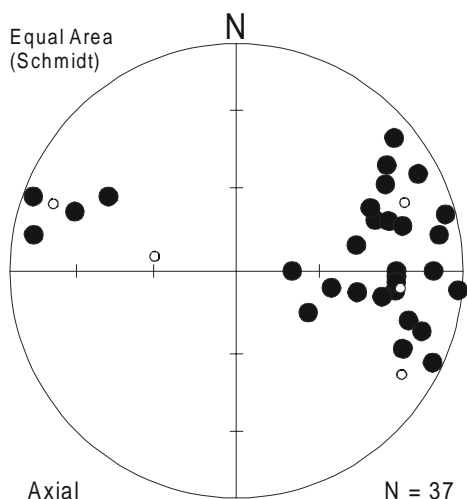
Petrografie

Amfibolity mají minerální paragenezi: $\text{Amp} + \text{Pl} + \text{Qtz} \pm \text{Ep} \pm \text{Bt} \pm \text{Mag}$. Na základě mineralogie a strukturních znaků byly amfibolity rozčleněny na několik typů (Štelcl et al., 1986): a) amfibolity sensu stricto, b) jemnozrné amfibolity v asociaci s křemen živcovými horninami, c) epidotické amfibolity, e) chloriticko aktinolitické až chloritické břidlice. Na puklinách amfibolitů se často vyskytují minerály alpské paragenese (křemen, amfibol, epidot, chalkopyrit, zeolity a další minerály). K těmto horninám prostorově patří tremolit-mastkové skaliny a jemnozrné biotitické ruly. V rámci této

studie byla věnována pozornost pouze některým horninovým typům.

Středně zrnité amfibolity

Tyto horniny byly Štelcem et al. (1986) označeny jako amfibolity sensu stricto. Vytváří tělesa uvnitř jemnozrných amfibolitů. Nejlépe jsou odkryty ve starém lomu v Želešicích. Jde o masivní středně zrnité horniny s nematoblastickou strukturou. Zastoupení plagioklasu v jednotlivých vzorcích se může měnit. Také intenzita usměrnění může být různá. Některé vzorky mohou mít až všesměrnou stavbu. Amfiboly často tvoří až několik mm dlouhé hypautomorfní sloupce. Střední část zrn je tvořena magnesiohornblendem ($\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) = 0,24\text{--}0,36$, $\text{Si} = 6,81\text{--}7,13$ apfu.). Na okrajích a podél štěpných trhlin jsou tato



Obr. 2 – Diagram pólů foliačních ploch v horninách jihozápadní části centrálního bazického pásu (malé kroužky – metadiority, plné kroužky – amfibolity).

Fig. 2 – The equal-area projection for poles of foliation from rocks in the southwestern part of the Central Basic Belt (small circles – diorite, filled circles – amphibolite).

zrna zatlačována amfibolem převážně aktinolitového složení ($Fe/(Fe+Mg) = 0,26-0,32$, $Si = 7,04-7,52$ apfu.). Místy dokonce tyto amfiboly vytváří drobné jehlice, které zarůstají do plagioklasu. Prostor mezi zrny amfibolu vyplňují hypautomorfní až xenomorfní plagioklas (An 43–58). Středy zrn mají vyšší bazicitu než okraje. Plagioklas jsou značně postiženy sericitizací. Někdy v sobě plagioklas uzavírají drobné jehlice amfibolů. Xenomorfní křemen undulózně zřáhá. Ilmenit tvoří drobné lišty, které bývají uzavřeny v amfibolu. Hornina je porušena celou řadou drobných žilek a střížných zón vyplněných křemenem a chloritem. Na úkor plagioklasu místy vznikají drobné shluky zrn minerálů epidotové skupiny. Častá jsou drobná zrna magnetitu. Ilmenit se vyskytuje jako krátké lišty. Někdy v podobě nepravidelných zrn vrůstá do amfibolu (99–98% ilmenitové a 1–2% geikielitové komponenty).

Jemnozrné amfibolity

Tento horninový typ v želešickém amfibolitovém tělese převažuje. Jemnozrné amfibolity jsou tvořeny hlavně amfibolem a plagioklasem, křemen je zastoupen v proměnlivém množství stejně tak jako magnetit a epidot. Jako akcesorie se běžně objevuje apatit a vzácně zirkon. Místy mohou mít amfibolity porfyroblastickou strukturu. Porfyroblasty tvoří plagioklas, které jsou obklopovány drobnými jehlicemi amfibolů. Někdy se v amfibolitech střídají až několik mm mocné proužky s vysokým obsahem živců a křemene a proužky tvořené téměř výhradně amfibolem. Plagioklas (An 45–67) bývají slabě sericitizované. Vesměs mají amfiboly chemické složení odpovídající magnesiohornblendu, ale některé jehlicovité krystaly mohou mít aktinolitové složení ($Fe/(Fe+Mg) = 0,16-0,26$, $Si = 7,45-7,88$ apfu.). Chemicky se amfiboly z Želešic poněkud odlišují od magnesiohornblendů z amfibolitů od Bystrce ($Fe/(Fe+Mg) = 0,14-0,27$, $Si = 6,63-6,85$ apfu.).

Minerály epidotové skupiny tvoří až 0,5 mm dlouhé hypautomorfní sloupce. Jejich chemické složení odpovídá klinozoisitu ($Ps = 20-26\%$). Minerály epidotové skupiny místy vytváří větší zrnité agregáty. Přibýváním minerálů epidotové skupiny přechází tyto horniny do epidotických amfibolitů. V malém množství se vyskytují drobné lišty ilmenitu (99% ilmenitové a 1% geikielitové komponenty).

Jemnozrné biotitické ruly až amfibol-biotitické chorizmity

Převažují hlavně v oblasti mezi městskou částí Bystrce a obcí Bosonohy. Jde o jemnozrné biotitické ruly rohovcového vzhledu. Mají minerální asociaci $Bi + Q + Pl$. Často obsahují tenké čočky a pásy o složení $Q \pm Kfs$, které jsou detailně provrášněné. U Želešic nacházíme přechody těchto rul do amfibolitů. Jde vesměs o horniny, které můžeme označit jako amfibol-biotitické chorizmity. Skládají se z pásků o mocnostech většinou maximálně několik mm, které mají složení amfibolitů nebo biotitických rul. V rámci jednotlivých pásků kolísá zastoupení křemene a plagioklasu.

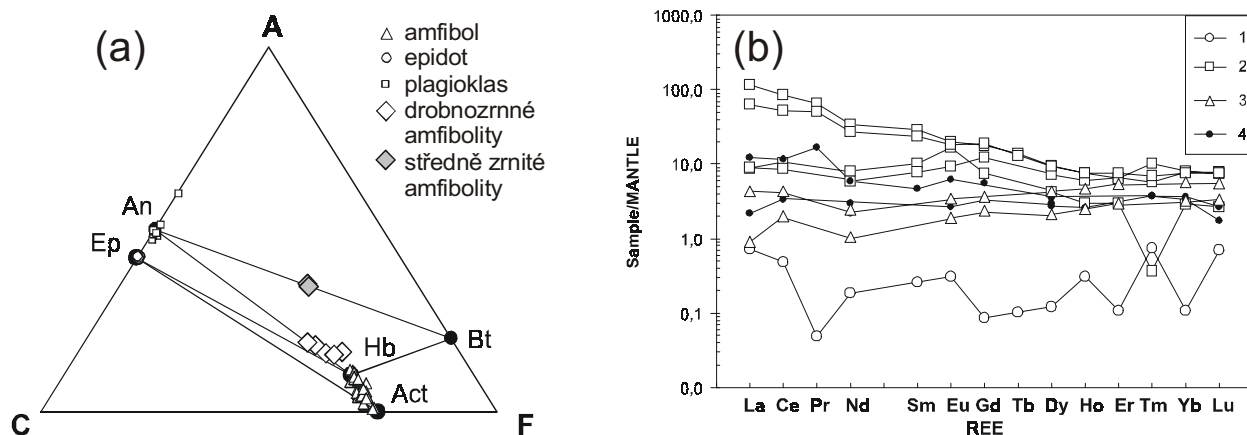
K těmto horninám můžeme přiřadit xenolity rul, které se vyskytují v granodioritech dyjského terranu (typ Tetčice). Pro studium byly zvoleny migmatity, které vystupují u obce Ořechov (4 km Z od Želešic). Jejich minerální paragenese je $Qtz + Pl + Ms + Bt + Sil \pm Cdr$. Po cordieritu dnes nacházíme pouze pseudomorfózy sekundárních minerálů (pinit). Granát má nevýraznou difúzní zonálnost: obsahy Fe a Ca se téměř nemění, Mg k okrajům klesá a Mn stoupá. Plagioklas většinou nevykazují zřetelnou zonálnost (An_{7-10}). Chemické složení biotitů leží v poli annitu ($Fe/(Fe+Mg) = 0,68-0,69$, $Al^{IV} = 2,6-2,7$ apfu.).

Mastek-tremolitové skaliny

Prozatím byla tato hornina nalezena jen v podobě asi 1 m mocného a 6 m dlouhého čočkovitého tělesa uzavřeného v amfibolitech. Těleso má zonální stavbu. Centrální část čočky tvoří mastek-tremolitová skalina, která je lemována asi 10 cm mocnou zónou maskové břidlice s tremolitem. Kontakt s okolním amfibolitem je ostrý. Mastek-tremolitová skalina je tvořena až 5 mm dlouhými a 0,5 mm širokými jehlicovitými amfiboly. Jsou uloženy v jemnozrné hmotě složené z mastku a minerálů serpentínové skupiny a svým chemickým složením odpovídají tremolitu ($Fe/(Fe+Mg) = 0,00-0,07$, $Si = 7,93-8,00$ apfu.). V malém množství se objevují drobné lupínky, nebo lupenité agregáty chloritu. Místy se vyskytují 0,4–1 mm velké pseudomorfózy tvořené minerály serpentínové skupiny (patrně po olivínu). Akcesoricky se objevují drobná zrna hematitu a chromitu.

Chemické složení hornin želešického amfibolitového tělesa

Podle Fingera et al. (2000) byly amfibolity derivovány z ochuzeného plášťového zdroje a svým charakterem se blíží bazaltům typu MORB. Amfibolity se geochemicky značně podobají bazaltům metabazitové zóny, ale jejich geologická pozice je jiná (Finger et al., 2000). V diagramu REE normalizovaném vůči primitivnímu plášti mají poměrně plochou křivku (obr. 3b). Mastek tremolitová skalina



Obr. 3 – (a) ACF diagram (Turner, 1981) pro horniny a minerály želešického amfibolitového tělesa. (b) Primitivním pláštěm normalizované (Sun, 1982) distribuce REE v amfibolitech a ultramafických horninách metadioritové zóny: 1) mastek-tremolitová skalina – Želešice, 2) ultrabazika v asociaci s metagabry a metadiorit (Hanžl – Melichar, 1997; Jelínek – Dudek, 1993), 3) amfibolity – Želešice (Hanžl – Melichar, 1997), 4) hornblendity v asociaci s gabry a diorit (Hanžl – Melichar, 1997; Jelínek – Dudek, 1993).

Fig. 3 – (a) ACF diagram (Turner, 1981) for the rocks Želešice amphibolite body. (b) Primitive mantle-normalized (Sun, 1982) REE patterns from amphibolites and ultramafic rocks from metadiorite belt: 1) talc-tremolite rocks – Želešice, 2) ultrabasic rocks associated with metagabbros and metadiorites (Hanžl – Melichar, 1997; Dudek, 1995), 3) amphibolites – Želešice (Hanžl – Melichar, 1997), 4) hornblende associated with gabbros and diorites (Hanžl – Melichar, 1997; Dudek, 1995).

vykazuje pro většinu REE ochuzení oproti primitivnímu plášti. Tvarem křivky REE se liší od ultrabazických hornin metadioritové zóny brněnského masivu. Ultrabazika metadioritové zóny se oproti primitivnímu plášti vyznačují mírným obohacením na LREE. Ze srovnání již dříve publikovaných dat (Štelcl et al., 1986; Finger et al., 2000; Leichmann, 1996) vyplývá že chemické složení amfibolitů želešického amfibolitového tělesa není jednotné. Jemnozrné amfibolity mají oproti středně zrnitým amfibolitům nižší obsahy Al_2O_3 (3a). U jemnozrných amfibolitů se obsahy Al_2O_3 pohybují v rozmezí 13-15 hmot. % což jsou hodnoty běžné pro MORB bazalty. Avšak u hrubozrných amfibolitů jsou obsahy Al_2O_3 25-27 hmot. %.

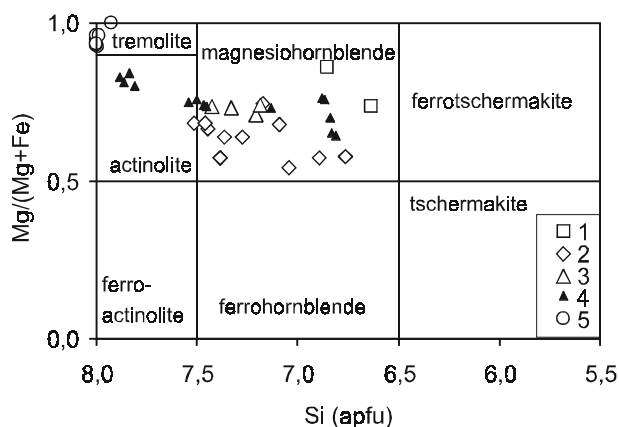
Termometrie

U většiny vzorků můžeme pozorovat výraznou retrográdní zonálnost na amfibolech a plagioklasech. V centrech větších zrn amfibolů jsou někdy přítomny nepravidelně omezené oblasti, které svým složením odpovídají magnesiornblendu ($Fe/(Fe+Mg) = 0,64-0,65$, $Si = 6,81-6,83$ apfu). Obklopuje je převažující amfibol (obr. 4), který má složení ležící na hranici magnesiornblend - aktinolit ($Fe/(Fe+Mg) = 0,71-0,76$, $Si = 7,18-7,49$ apfu). Zcela na okrajích zrna nacházíme tenké jehlicovité aktinolity. Plagioklasy vykazují ve středu zrn vyšší bazicitu než na okrajích.

Minerální asociace amfibolitů umožňuje použít pro výpočet teplot pouze amfibol – plagioklasový termometr (Holland - Blundy, 1994). Vzorky vybrané pro výpočty teplot se liší svou petrografií a jsou z různých částí tělesa. Jeden vzorek pochází od Bystrce ostatní od Želešic. Vypočtené teploty pochází ze středně zrnitých a jemnozrných amfibolitů. Byly srovnány amfibolity poblíž kontaktu s granity i ze střední části želešického tělesa. Ve všech

případech se teploty pohybovaly v rozmezí 650 až 700 °C pro tlak 6 kbar. Pro výpočet teploty byly zvoleny ty části zrn magnesiornblendů, které v sobě uzavírají inkluze plagioklasu. Okrajové partie aktinolitového složení nemohly být použity, protože nemají vhodné složení.

Minerální asociace většiny rul ($Qtz + Pl + Bt \pm Amp$) neumožňuje vypočítat podmínky metamorfózy. Programem Thermocalc byly zjištěny PT podmínky pouze pro migmatity uzavřené v granodioritech u Ořechova (659 ± 115 °C a $6,2 \pm 1,8$ kbar).



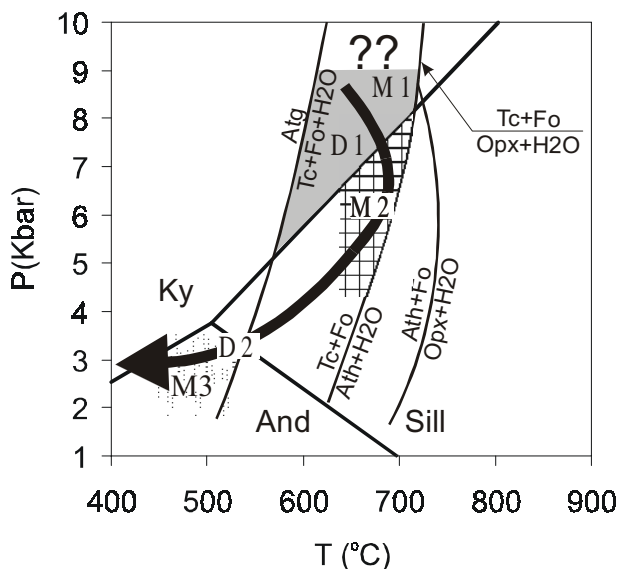
Obr. 4 – Klasifikační diagram pro amfiboly (Leake et al. 1997): 1) drobnozrný amfibolit - Bystrc, 2) drobnozrný amfibolit – Želešice, 3) drobnozrný amfibolit – Nebovidy, 4) středně zrnitý amfibolit – Želešice, 5) mastek-tremolitová skalina – Želešice.

Fig. 4 – Classification diagram of amphiboles (Leake et al. 1997): 1) fine-grained amphibolite – Bystrc, 2) fine-grained amphibolite - Želešice, 3) fine-grained amphibolite – Nebovidy, 4) medium-grained amphibolite – Želešice, 5) talc-tremolite rocks – Želešice.

Diskuse

Strukturní pozice želešického amfibolitového tělesa v rámci brněnského masivu

Směrem od granodioritů Dyjského terranu k metabazitové zóně můžeme pozorovat tuto posloupnost hornin: 1) jemnozrnné biotitické ruly, 2) amfibolity, 3) drobná tělesa dolomitických mramorů (Buriánek, 1999), 4) kumulátová metagabra, metadiority a metaultramafity. Tato stratigrafie značně připomíná téměř úplnou strukturu ofiolitové sekvence. Na podobnost centrálního bazického pásu a ofiolitů již dříve upozornil Leichmann (1996). Jemnozrnné biotitické ruly s křemen živcovými pásy můžeme paralelizovat s hlubokovodními sedimenty. Genetický vztah mezi rulami a amfibolity dokládají časté výskyty přechodů mezi oběma horninovými typy. Amfibolity mají charakteristiky MORB bazaltů a patrně v ofiolitové sekvenci odpovídají polštářovým lávám a bazalťovým žilám. Rozdíly v chemickém složení jemnozrnných a středně zrnitých amfibolitů naznačují, že geneze všech bazických hornin v tomto tělese nemusí být stejná. Mastek-tremolitové skaliny tvořící v amfibolitech drobná čočkovitá tělesa byla do této pozice vpravena tektonicky, nebo představují intruze ultrabazických láv. Čočky dolomitických mramorů byly do dnešní pozice vmístněny tektonicky a mohou být mladší než ofiolitový komplex. Metagabra a serpentinity patrně představují vrstvu kumulátových hornin, která v ofiolitových komplexech leží pod bazalty.



Obr. 5 – Pravděpodobná retrográdní PT dráha pro horniny želešického amfibolitového tělesa. Vyznačené metamorfní reakce jsou převzaty z práce Jenkinse (1981). Pozice trojného bodu Al_2SiO_5 je vyznačena podle Holdaway a Mukhopadhyay (1993). Šrafovaná pole reprezentují vypočtené podmínky (viz. text).

Fig. 5 – Possible retrograde P–T paths recorded in the rocks Želešice amphibolite body. The location reactions are taken from Jenkins (1981). The position of the Al_2SiO_5 triple point is given from Holdaway and Mukhopadhyay (1993). Shaded fields represent estimated conditions (see text).

Metamorfní vývoj amfibolitového tělesa

V želešickém amfibolitovém tělese můžeme rozlišit nejméně tři metamorfní fáze (obr. 5):

I) Během první etapy (M1), prodělaly amfibolity regionální metamorfózu. Dokládají to jádra některých amfibolů, která odpovídají magnesiohornblendu. Při této metamorfóze vznikla starší minerální asociace mastek-tremolitové skaliny ($Tr + Ol + Tc \pm Chl$). Z olivínu dnes nacházíme pouze pseudomorfózy tvořené minerály serpentínové skupiny. Uvnitř pseudomorfóz se vzácně nacházejí izolované lupínky mastku. Tyto inkluze můžeme interpretovat jako důkaz původní rovnovážné asociace $Ol + Tc$. Její pole stability se při tlacích kolem 5–9 kbar pohybuje mezi 550–650 °C (Jenkins, 1981). Tato fáze patrně reprezentuje střednětlakou regionální metamorfózu. Její pozůstatky jsou podle Hanžla et al. (1999) patrné na rulách ($Qtz + Pl + Bt + Kfs + Grt + Ky + Ms$) uzavřených v podobě větších ker v granodioritech u Omic (zsz. od Želešic). Z amfibolitů a rul se prozatím nepodařilo získat přesné PT podmínky pro tuto metamorfózu. Zřejmě však proběhla v podmínkách facie epidotických amfibolitů při teplotách zhruba kolem 600 °C. Tlaky se patrně pohybovaly nad 6 kbar jak dokazuje přítomnost kyanitu v některých rulách. Během této etapy prošly horniny deformací (D1) při níž vznikla foliace amfibolitů. Výrazné zvrásnění v rulách může být produktem této deformace, nebo má ještě starší založení.

II) Převážná část amfibolů má složení, které se nachází poblíž hranice mezi magnesiohornblendem a aktinolitem ($Si = 7,6–7,0$ apfu.). Nepodařilo se zjistit výraznější rozdíly mezi amfiboly z hornin v blízkosti kontaktu s granodiority a těmi, které pochází z centrální části amfibolitového tělesa. Rozdíly jsou patrné hlavně ve struktuře amfibolitů. V blízkosti kontaktu s granodiority mají amfibolity místy porfyroblastickou strukturu. Často je méně patrná foliace a horniny pak nabývají až rohovcového vzhledu. Pro kontaktní metamorfózu (M2) byly z amfibolitů vypočteny pro tlak 5 kbar teploty v rozmezí 650 až 700 °C (obr. 5.). Tyto teploty poměrně dobře korespondují s PT podmínkami vypočtenými pro migmatity od Ořechova (659 ± 115 °C a $6,2 \pm 1,8$ kbar). V mastek-tremolitových skalínách se nepodařilo objevit reliktů antofylitu. Nebyla tedy překročena reakce $Tc + Tr = Ath + H_2O$. Reakce ohraničuje pole stability zmíněné minerální asociace při tlaku kolem 6 kbar na teploty pod 700 °C. Relativně vysoké tlaky kontaktní metamorfózy v okolí Želešic jsou v rozporu s údaji, které uvádí Dudek (1995) z centrální části moravského bloku. Z vrhu Lutín byly popsány fylitické horniny s porfyroblasty andalusitu, což autor považuje za projev nízkotlaké kontaktní metamorfózy. Odlišné PT podmínky kontaktní metamorfózy v různých částech brunovistulika naznačují rozdílnou hloubku intruzí jednotlivých granitoidů.

III) Nejmladší metamorfóza (M3) je variského stáří.

V amfibolitech se projevuje vznikem aktinolitických amfibolů, které lemují a zatlačují starší amfiboly. Často vytváří drobné jehlice, nebo jsou součástí mladších žilek. Metamorfóza se projevuje poměrně nerovnoměrně. Místy se v amfibolitovém tělese vyskytují pásma aktinolitických břidlic. PT podmínky se podařilo odvodit na základě studia minerálních asociací mramorů na 450 do 530 °C pro tlak 2 kbar (Buriánek, 2001). S touto metamorfózou souvisí vznik střížných zón v dioritech a amfibolitech (D2). Během deformace (D2) mohlo dojít k vmístění dolomitických mramorů do dnešní pozice. Závěrečné fáze deformace probíhaly v podmínkách kdy se dolomitické mramory chovaly křehce. Dokazují to trhliny podél nichž vznikaly v mramorech tremolitové žilky. V mastek-tremolitové skalině se tato metamorfóza projevila serpentizací olivínu. Retrogradní reakce $Tc + Fo + H_2O = Atg$ při tlacích 2-4 kbar proběhne kolem 550 °C.

Závěry

Amfibolity a s nimi svázané horniny (zelené břidlice, ultramafické horniny, křemenem bohaté biotitické ruly) pravděpodobně představují svrchní část ofiolitové sekvence. Spodní část této sekvence je složená z metamorfovaných kumulátových gaber, dioritů a ultrabazik. Dnes tyto horniny tvoří převážnou část metadioritové zóny v centrálním bazickém pásu brněnského masivu.

Horniny želešického amfibolitového tělesa prošly nejméně třemi metamorfními etapami. Nejstarší je regionální metamorfóza (M1) v amfibolitové facii (> 5 kbar, 550-650 °C). Během této metamorfózy vznikla foliace amfibolitů (D1). Poté byly amfibolity postiženy mladší kontaktní metamorfózou (650-700 °C, ~ 6 kbar), která souvisí s intruzí granodioritů dyjského terranu (580 - 590 Ma; Finger et al., 2000). Nejmladší etapa má charakter metamorfózy ve facii zelených břidlic (450 do 530 °C pro tlak 2 kbar) a souvisí s variskou orogenezí. Během této metamorfózy vznikly v amfibolitech a dioritech střížné zóny (D2).

Literatura:

- Buriánek, D. (2000): Mramory v metadioritové subzóně brněnského masivu. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2000, 8, 74–76.
- Dudek, A. – Suk, M. (1964): Zpráva o geologickém mapování brněnského masivu na listu Modřice. – Zpr. Geol. Výzk. v r. 1963, 60–62.
- Dudek, A. (1995): Metamorphic evolution of the Moravo–Silesian basement.– In: Dallmeyer, R.D., Franke, W., Weber K. (eds), Pre–Permian Geology of Central and Eastern Europe, 508–511.
- Finger, F. – Tichomirova, M. – Pin, C. – Hanžl, P. (2000): Relics of an Early-Panafricanensimatic metabasite–metarhyolite formation in the Brno Massif, Eastern Czech Republic.– International Journal of Earth Science (Geol. Rundschau), 89, 328–335.
- Hanžl, P. – Krejčí, Z. – Vít, J. – Otava, J. – Novák, Z. – Stráník, Z. (1999): Geologická mapa Brna a okolí 1:50 000. – Praha, Český geologický ústav.
- Hanžl, P. – Melichar, R. – Leichmann, J. (1999): Excursion Guide. – Geolines, Praha : IG AV ČR Praha, 8, s. 79–94.
- Hanžl, P. – Melichar, R. (1997): The Brno Massif: a Section through the Active Continental Margin or Composed Terrane. – Krystalinikum, 23, 33–58.
- Holdaway, M. J. – Mukhopadhyay, B. (1993): A reevaluation of the stability relations of andalusite: Thermochemical data phase diagram for the aluminum silicates. – Am. Mineralogist, 78, 298–315.
- Holetz, F. (1923): Der Hornblendit und die ihn begleitenden Gesteine von Schöllschitz bei Brünn.– Lotos, Bd. 71, 121–142.
- Jelínek, E. – Dudek, A. (1993): Geochemistry of subsurface Precambrian plutonic rocks from the Brunovistulian complex in the Bohemian massif, Czechoslovakia – Precambrian Research, 62, 103–125.
- Jenkins, D.M. (1981): Experimental phase relations of hydrous peridotites modelled in the system $H_2O-CaO-MgO-SiO_2$ Contrib. Mineral. Petrol., 77, 166–176.
- Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. – Amer. Mineralogist, 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. – 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. – Eur. J. Mineral., 9, 623–651.
- Leichmann, J. (1996): Geologie und Petrologie des Brünner Massivs. – PhD thesis, University of Salzburg.
- Schumacher, J. (1996): The estimation of the proportion of ferric iron in the electron-microprobe analysis of amphiboles. – Can. Mineral. 34, 238–246.
- Sun, S.S. (1982): Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle.– Geochim. Cosmochim. Acta, 46, 179–192.
- Štelcl, J.– Weiss, J. a kol. (1986): Brněnský masív.1–255. Brno
- Turner, F.J. (1981): Metamorphic Petrology, Mineralogical, Field, and Tectonic Aspects. – McGraw Hill Book Co., New York, 524p.