

METAMORFNÍ VÝVOJ METADIORITOVÉ SUBZÓNY V BRNĚNSKÉM BATOLITU

METAMORPHIC EVOLUTION METADIORITE SUBZONE IN THE BRNO BATHOLITH

DAVID BURIÁNEK

Abstract

Buriánek, D. (2010): Metamorfni vývoj metadioritové subzóny v brněnském batolitu. - *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 2, 95, 131-150.

Metamorphic evolution metadiorite subzone in the Brno Batholith

Metadiorite subzone forms the western part of the Central basic belt of the Brno Batholith. It can be interpreted as relic of Neoproterozoic ophiolite complex. Cumulate gabbros, diorites and ultramafic rocks were obducted on to the Thaya terrane and subsequently deformed and/or metamorphosed.

The mineral assemblage of rocks forming the metadiorite subzone and the mineral textures (zonation in amphibole, chromite) indicate polyphase metamorphic evolution. Three major metamorphic stages can be distinguished. The first stage comprises a regional metamorphism M1, which reached a greenschist facies grade. The second stage is represented by a contact metamorphism (M2) related to the intrusion of the Cadomian granitoids, with intensity reaching greenschist or up to amphibolite facies. The last stage is characterized by a regional Variscan metamorphism (M3) under prehnite-pumpellyite to greenschist facies conditions.

Spinel from ultramafic rocks feature heterogeneous chemical zonation. The degree of chromite grains alteration depends on the chemical composition of coexisting silicates and on the P-T conditions of metamorphism. The individual alteration zones represent different steps of the prograde metamorphism (M2) that affected primary chromitites.

The estimated thermal metamorphic conditions for the metadiorites and metagabbros are in agreement with the data obtained from metamorphic assemblage of the ultramafic rocks.

Key words: Brno Batholith, metadiorite subzone, cumulate, chromite, ultramafic rocks, P-T conditions, metamorphic overprint.

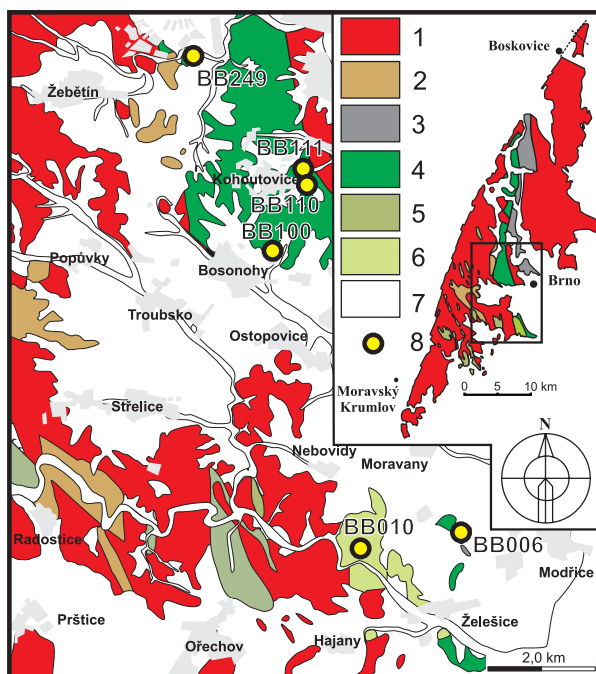
David Buriánek, Czech Geological Survey, Leitnerova 22, 658 59, Brno; Czech Republic; david.burianek@geology.cz

1. Úvod

Brněnský batolit (obr. 1) představuje plošně nejrozsáhlejší povrchový odkryv brunovistulika, které je situováno na východním okraji evropských variscid (DUDEK 1980). Tento kadomsky konsolidovaný krustální blok leží v předpolí dvou orogénů, na západě se jedná o orogén variský a na východě alpský. Podle dnešních představ byla geologická stavba této jednotky z velké části zformována během neoproterozoika, kdy se brunovistulikum oddělilo od Gondwany (KALVODA *et al.* 2008). Variská orogeneze se v brunovistuliku projevila ve formě nízkoteplotní dynamické metamorfózy a alpská orogeneze již ovlivnila tuto jednotku pouze křehkými deformacemi (MELICHAR a HANŽL 1996).

Brunovistulikum je rozčleněno centrálním bazickým pruhem na dva celky tvořené hlavně granitoidy. Jedná se o dyjský terán na západě a slavkovský terán ve východní části (FINGER *et al.* 1995). Většina granitoidů v obou teránech intrudovala v poměrně úzkém časovém intervalu 580 až 600 Ma (DALLMEYER *et al.* 1995; VAN BREEMEN *et al.* 1982).

Centrální bazický pruh je široký jen několik km, avšak táhne se v S-J směru od Blanska až k Břeclavi v délce přibližně 70 km (odkrytá část je dlouhá zhruba 27 km). Dělí se na dvě části s odlišnou horninovou náplní (HANŽL a MELICHAR 1997, LEICHMANN a HOCK 2008). Západní část (metadioritová subzóna) je tvořena slabě metamorfovanými alkalicko-vápenatými intruzivními horninami, mezi nimiž převažují diority méně jsou pak zastoupena gabra a ultrabazické horniny. Východní část (metabazaltová subzóna) zahrnuje efuzivní horniny zaobloukové pánve (FINGER *et al.* 2000b). Převažují zde hlavně slabě metamorfované tholeiitické bazalty a v malém množství jsou přítomny i metaryolity. Datování ryolitů (U-Pb stáří zirkonů) asociovaných s bazalty ze zaobloukové pánve poskytlo stáří 725 ± 15 Ma (FINGER *et al.* 2000b). Metadioritová subzóna bývá interpretována jako část ofiolitové sekvence, která zůstala zachována po uzavření zaobloukové pánve během kadomské orogeneze (např. FINGER *et al.* 2000a). Kontakt metadioritové zóny s metabazaltovou je tektonický (HANŽL a MELICHAR 1997). Tektonicky modifikovaný je většinou také kontakt metadioritové subzóny s granodiority dyjského teránu. Pouze místy můžeme pozorovat intruzivní kontakt granodioritů dyjského teránu a metadioritů (například v severní části brněnské přehrady).



Obr. 1. Zjednodušená geologická mapa studované oblasti (upraveno podle MITRENGA a REJL 1993; HANŽL *et al.* 1999): 1) granitoidy, 2) migmatity a vápenatosilikátové horniny, 3) metabazalty a metaryolity, 4) metamorfované diority, gabra a ultramafické horniny (metadioritová subzóna), 5) enklávy tonalitů až metagaber, 6) amfibolity, 7) kvartérní sedimenty, 8) studovaná lokalita.

Fig. 1. Simplified geological map studied area (modified after MITRENGA and REJL 1993, HANŽL *et al.* 1999): 1) granitoids, 2) migmatites and calc-silicate rocks, 3) metabasalt and metarhyolite, 4) metamorphosed diorites, gabbros and ultramafic rocks (metadiorite subzone), 5) tonalite to metagabbro enclaves, 6) amphibolite, 7) quaternary sediments, 8) studied localities.

Dyjský terán je tvořen hlavně biotitickými a muskovit-biotitickými granodiority až granity, které představují vyzrálou kůru aktivního kontinentálního okraje Gondwany (FINGER *et al.*, 1995; FINGER a PIN 1997). Tyto granitoidy obsahují poměrně hojně zbytky metamorfního obalu tvořeného hlavně rulami, migmatity a metamorfovanými bazickými horninami (amfibolity). Méně jsou zastoupeny vápenatosilikátové horniny. Na základě geofyzikálních údajů někteří autoři předpokládají, že v podloží granitoidů jsou tělesa dioritů (SKÁCELOVÁ a WEISS 1978). S-typové granitoidy byly generovány v důsledku intruze bazických magmat do kůry („basalt underplating“, KALVODA *et al.* 2008).

Slavkovský terán je tvořen geochemicky primitivnějšími alkalicko-vápenatými, amfibolicko-biotitickými granodiority a tonality. Tyto plutonity odpovídají svým chemickým a izotopickým složením ostrovnímu oblouku (FINGER *et al.* 1995; FINGER a PIN 1997). Také slavkovský terán obsahuje metamorfované horniny a to zejména ve své východní části (DUDEK 1980; DUDEK 1995). Převažují mezi nimi metasedimenty flyšové povahy (metadroby, metaprachovce) a méně jsou zastoupeny metavulkanity.

V důsledku subdukce Tornquistova oceánu vznikla v proterozoiku na okraji Gondwany zaoblouková pánev a s ní spojený vulkanický oblouk (FINGER *et al.* 2000a). Materiál z vulkanického oblouku se usadil v oblasti slavkovského teránu v podobě flyšových sedimentů. Vývoje vulkanického oblouku a zaobloukové pánve probíhal v období zhruba 600–800 Ma (FINGER *et al.* 2000b). Ve srovnání s flyšovými metasedimenty slavkovského teránu byl protolit metasedimentů dyjského teránu geochemicky i izotopicky více frakcionovaný a byl patrně derivován z kratonu (FINGER *et al.* 2000a).

V období kolem 600 Ma byly horniny brunovistulika postiženy metamorfózou a deformací v souvislosti s uzavíráním zaobloukové pánve. Část horniny centrálního bazického pásu byly v té době obdukovány přes dyjský terán. Během tohoto procesu byly horniny metadioritové subzóny pravděpodobně postiženy metamorfózou ve facii zelených břidlic. V období kolem 580–590 Ma došlo k rozsáhlé intruzi postkolizních granitoidů. Rozdíl mezi granitoidy obou teránů tak odráží odlišnosti kůry, z níž byly derivovány (FINGER *et al.* 2000a). Kontaktní metamorfóza způsobená granitoidy dyjského teránu postihla horniny tvořící kontinentální okraj a také více či méně většinu ofiolitového komplexu obdukované zaobloukové pánve.

Tato práce přináší detailní popis některých horninových typů centrálního bazického pruhu využitelných pro odhad P-T podmínek, jejich metamorfního vývoje a interpretaci charakteru protolitu. Pro tento účel byly zvoleny charakteristické vzorky metadioritu a ultramafických hornin (serpentinit, pyroxenit, chlorit-tremolitické břidlice a skaliny, mstek-tremolitické břidlice a skaliny). Doplnuje tak předchozí studie na podobné téma (LEICHMANN 1996; LEICHMANN a HÖCK 1997, 2008; BURIÁNEK 2001, 2002) zpřesňuje pohled na vývoj této části brněnského batolitu.

2. Geologie metadioritové subzóny

Metadioritová subzóna obsahuje celou řadu typů bazických a ultrabazických hornin, které se od sebe liší zrnitostí a obsahem mafických minerálů (obr. 2a–c). K této zóně také řadíme horniny želešického amfibolitového tělesa. Vyskytují se zde různé typy amfibolitů a zelených břidlic (ŠTELCL *et al.* 1980, BURIÁNEK 2006).

Metadiority až metagabra můžeme na základě stavebních a mineralogických znaků rozčlenit na mnoho subtypů (mění se hlavně velikost zrna a obsah světlých minerálů). Často se jednotlivé subtypy vytváří polohy nebo nepravidelné smouhy o mocnosti až několik metrů. Přechody mezi nimi bývají neostře. Rozdělení na metagabra a metadiority není vždy jednoznačné, protože horniny většinou neobsahují původní plagioklas.

Ultramafické horniny vystupují v celé metadioritové subzóně centrálního bazického pásu brněnského batolitu a vytváří drobná tělesa (s průměrem několika stovek metrů) nebo jen smouhy o velikosti několik cm. Většinou bývají uzavřeny v metadioritech nebo

metagabrech, avšak vzácně se mohou také vyskytovat uvnitř amfibolitů (mastkové břidlice v amfibolitech u Želešic, obr. 2d). Na základě minerálního složení můžeme tyto horniny klasifikovat jako serpentinity, pyroxenity, mastkové a tremolitické břidlice (nebo skaliny) s proměnlivým množstvím amfibolu (tremolit-aktinolit), pyroxenu, maskku a karbonátu.

Amfibolity a zelené břidlice někdy přechází do metasedimentů, které mají charakter biotitických rul místy s cordieritem (východně od Žebětína). Kontakt želešického tělesa s metadiority je tektonický, naproti tomu granodiority dyjského teránu do něj intrudují.



Obr. 2. Stavby hornin z metadioritové subzóny (a) střídání poloh středně a hrubě zrnitého metagabra (Bosonohy lom), (b) čočka serpentinitu v chlorit-tremolitické skalině (Bosonohy lom, vzorek BB100), (c) kontakt středně zrnitého metagabra a ultramafické horniny (Pisárky), (d) čočka mastek tremolitových břidlic obklopená amfibolity (Želešice lom).

Fig. 2. Rocks structures from the metadiorite subzone (a) alternation layers medium and coarse grained gabbro (Bosonohy quarry), (b) lens of serpentinite in chlorite-tremolite schist (Bosonohy quarry, sample BB100), (c) contact of medium grained diorite and ultramafic rock (Pisárky), (d) lens of talc-tremolite schist surrounded by amphibolite (Želešice quarry).

3. Metodika

Pro klasifikaci hornin bylo použito 23 výbrusů, které byly z části zapůjčeny z depozitářů ČGS a MZM. Pro podrobnější studium bylo zvoleno několik vzorků, které svým minerálním složením pokrývají velkou část spektra bazických a ultrabazických hornin popsaných v brněnském batolitu (Tab. 1).

Tabulka 1. Studované vzorky a jejich minerální asociace.
Table 1. The samples examined and their mineral assemblages.

Číslo	Lokalita	Hornina	Minerální složení
BB110	Pisárky	metagabro	Pl, Amp, Chl, Ep
BB249	Žebětín	metadiorit	Pl, Amp, Chl, Ep
BB006	Moldřice	serpentinít	Atg, Cal, Chl
BB010	Želešice	tremolit-mastková břidlice	Tr, Tc, Atg
BB100	Bosonohy	chlorit-tremolitová skalina	Chl, Tr
BB111	Kohoutovice	chlorit-tremolitová břidlice	Chl, Tr, Tc

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 (Laboratoř elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, Ústav geologických věd PrF MU a Česká geologická služba). Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za následujících analytických podmínek: urychlovací napětí 15 kV; průměr elektronového svazku < 1 μm pro spinelidy, 5 μm pro silikáty; proud svazku 10 nA; načítací čas 10–20 s pro hlavní prvky, 20–60 s pro stopové prvky; operátor P. Gadas. Byly použity tyto standardy: Si, Al – sanidin, Mg – olivín, Fe – almandin, Ca – andradit, Mn – rhodonit, Ti – Ti-hornblend, Cr – chromit, Na – albit, K – ortoklas, P – apatit, F – topaz, Cl – vanadinit, Zn – gahnit, V – vanadinit, Cu–Cu, Y – YAG. Obsahy prvků byly přepočteny PAP korekcí (POUCHOU a PICHOU 1985).

Empirický vzorec amfibolů byl přepočten na 23 kyslíků a poměr Fe^{2+}/Fe^{3+} byl odhadnut metodou 13 eCNK (SCHUMACHER 1996). Empirické vzorce minerálů epidotové skupiny jsou přepočteny na 12,5 aniontů [$Ps = 100 \cdot Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$]. Krystalochemické vzorce masku jsou vypočteny na 20 O + 4 (OH + F + Cl), chloritu na 20 O + 16 (OH + F + Cl) a minerálů serpentínové skupiny 5 O + 4 (OH + F + Cl). Empirické vzorce živců byly přepočteny na 8 atomů kyslíku. Spinelidy byly přepočteny na 4 O, Fe^{2+} a Fe^{3+} bylo rozpočteno na základě stechiometrie. Použité zkratky minerálů jsou podle KRETZE (1983).

Malá část horninových analýz (4 vzorky) byla provedena metodou ICP-MS v laboratořích Acme Analytical Laboratories Ltd., Vancouver, Kanada. Ostatní prezentované analýzy (49 vzorků) jsou převzaty ze starších prací (HANÁK 1979; HANŽL a MELICHAR 1997; HRABAL 1984; LEICHMANN 1996; NOVOBILSKÝ 1982).

Pomocí programu PERPLEX (CONNOLLY 2005) s termodynamickou databází (HOLLAND a POWELL 1998, aktualizovanou v roce 2004) byl vytvořen fázový diagram (pseudosekce) pro vzorek BB010 v systému CMFSH (CaO – MgO – FeO – SiO_2 – H_2O).

4. Charakteristika hlavních horninových typů

Metadiority a metagabra

Drobně zrnité až velkozrné **metadiority** a metagabra mívají většinou všesměrnou a jen lokálně s plošně paralelní stavbou. Jako metadiority bývají označovány středně zrnité horniny obsahující hypautomorfní až automorfní zrna amfibolu a plagioklasu. Plagioklasy bývají výrazně postižené sekundárními přeměnami. Většina plagioklasů má složení blízké albitu (An_{9-11}) a uzavírá četná drobná zrna minerálů skupiny epidotu, karbonátů a lupinky fylosilikátů (jílové minerály a sericit). Někdy se také objevuje intersticiální draselný živec, případně xenomorfní křemen. Amfiboly svým chemickým složením odpovídají středy zrn aktinolitu a okraje se skládají z tschermakitu a pargasitu (BURIÁNEK 2001; LEICHMANN a HÖCK 1997). Amfibol zatlačuje mladší chlorit a běžně se také objevují automorfní až hypautomorfní sloupce minerálů epidotové skupiny. Chlorit v některých vzorcích tvoří pseudomorfózy po biotitu. Mezi akcesorickými minerály je apatit, magnetit, titanit a někdy ilmenit. **Metagabra** jsou horniny s kumulátovou stavbou a proměnlivou zrnitostí. V některých horninách označovaných jako metagabra jsou tmavé minerály tvoře-

ny agregáty jehlicovitých krystalů amfibolu nahrazujícími původní pyroxen, který je vzácně přítomen v reliktech (ČAPEK 2008). Plagioklas bývá v těchto horninách nahrazován směsí zoisitu, karbonátů a kyselého plagioklasu. Místy se objevují polohy tvořené hlavně automorfními až hypautomorfními plagioklasy (intenzivně přeměněnými) a tmavé minerály vyplňují prostory mezi nimi. Často se setkáváme s pozvolnými přechody mezi horninami s různou velikostí zrna a s odlišným obsahem tmavých minerálů. Hrubozrnné nebo leukokratní variety běžně vytváří nepravidelné smouhy o velikosti od několika metrů do několika stovek metrů. Místy můžeme pozorovat žíly drobně zrnitých metadioritů, které prorážejí středně zrnité metadiority, nebo žíly středně zrnitých leukokratních metagaber prorážející velkozrnná metagabra (se sloupci amfibolu až 10 cm dlouhými).

Tabulka 2. Reprezentativní chemické analýzy chloritů, maskků a antigoritů.

Table 2. Representative chemical composition of chlorites, talcs and antigorites.

minerál	Chlorit					Antigorit		Mastek	
vzorek analýza	BB100 17	BB100 26	BB111 30	BB111 41	BB110 95	BB 006 3	BB 006 5	BB111 34	BB111 35
SiO ₂	29,85	32,66	28,52	31,40	29,17	43,46	42,15	62,16	62,19
TiO ₂	0,03	0,04	0,01	UDL	0,04	0,17	0,11	UDL	UDL
Al ₂ O ₃	18,83	16,79	20,21	16,56	19,81	0,83	1,76	0,22	0,14
Cr ₂ O ₃	0,13	0,55	UDL	0,01	0,12	0,04	0,45	0,02	UDL
Fe ₂ O ₃ ^{calc}	0,00	2,44	0,00	0,26	0,29	4,98	5,57	4,20	6,26
FeO ^{calc}	12,17	9,34	14,28	12,35	13,39	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,05	0,07	0,11	0,12	0,17	0,05	0,04	0,03	0,02
MgO	26,76	24,09	24,76	27,22	24,85	38,73	38,22	28,20	26,91
NiO	0,18	0,10	0,08	0,05	0,06	0,31	0,30	0,11	0,13
CaO	0,05	1,56	0,00	0,05	0,08	0,09	0,11	0,04	0,02
Na ₂ O	0,02	0,06	0,03	0,01	0,04	UDL	0,01	0,05	UDL
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	UDL	UDL	0,02	0,01	0,02	0,01
F	UDL	UDL	UDL	UDL	UDL	UDL	UDL	UDL	0,01
Cl	0,01	0,01	UDL	0,01	UDL	0,03	0,02	UDL	0,01
H ₂ O*	12,29	12,26	12,15	12,28	12,19	12,88	12,81	4,64	4,61
O=F+Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Suma	100,41	99,99	100,16	100,35	100,25	101,58	101,55	99,68	100,32
Si	5,821	6,343	5,623	6,126	5,731	1,995	1,943	7,961	7,954
Al	4,330	3,870	4,702	3,812	4,593	0,045	0,097	0,033	0,021
Ti	0,005	0,006	0,002	UDL	0,006	0,006	0,004	UDL	UDL
Cr	0,021	0,084	UDL	0,001	0,019	0,001	0,016	0,002	UDL
Fe ³⁺	0,000	0,357	0,000	0,038	0,043	0,172	0,193	0,405	0,603
Fe ²⁺	1,987	1,517	2,380	2,015	2,200	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,008	0,012	0,019	0,019	0,028	0,002	0,001	0,004	0,003
Mg	7,777	6,974	7,279	7,916	7,278	2,650	2,627	5,383	5,130
Ni	0,029	0,015	0,012	0,008	0,009	0,011	0,011	0,011	0,014
Ca	0,011	0,325	0,000	0,010	0,016	0,004	0,006	0,006	0,002
Na	0,013	0,045	0,019	0,005	0,030	0,001	0,001	0,026	UDL
K	0,010	0,012	0,009	UDL	UDL	0,002	0,001	0,005	0,004
F	UDL	UDL	UDL	UDL	UDL	UDL	UDL	UDL	0,006
Cl	0,003	0,009	UDL	0,005	UDL	0,004	0,003	UDL	0,004
OH*	15,997	15,991	16,000	15,995	15,997	3,996	3,997	4,000	3,990
ΣKat.	36,011	35,560	36,045	35,949	35,951	8,890	8,901	17,835	17,731

UDL - pod detekčním limitem stanovení

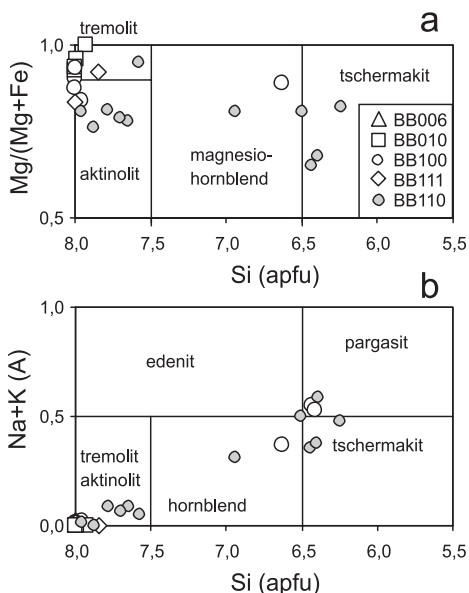
Pro detailní studium byl zvolen středně zrnitý slabě usměrněný metadiorit z lokality Pisárky (BB110) obsahující amfibol, plagioklas, chlorit a minerály epidotové skupiny. Dnešní stavba horniny je výrazně modifikována metamorfózou. Diorit se skládá z automorfních až hypautomorfních amfibolových pseudomorfóz (patrně po pyroxenu) a prostor mezi nimi vyplňuje hypautomorfní až xenomorfní plagioklas. Ve středech zrn mají amfiboly složení blízké aktinolitů ($X_{Fe} = 0,05-0,24$; Si = 6,94-7,96 apfu; obr. 3a-b). Tyto středy jsou obklopeny lemem o mocnosti kolem 0,1 mm složeným z tschermakitu, pargasitu až magnesiohornblendu ($X_{Fe} = 0,17-0,19$; Si = 6,24-6,39 apfu). Aktinolit často srůstá s chloritem. Chlorit (tab. 2) odpovídá svým chemickým složením klinochloru ($Al^{VI} = 2,21-2,32$ apfu; $X_{Fe} = 0,23$) a tvoří v aktinolitech drobné akumulace (obr. 4a), nebo lupenité inkluze uvnitř plagioklasů. Někdy jsou středy zrn amfibolů tvořeny téměř výhradně chloritem. Také u zrn minerálů skupiny epidotu odlišujeme dvě zóny (obr. 4b). Středy větších automorfních zrn jsou chemicky poměrně homogenní (obr. 5a) a můžeme je klasifikovat jako klinozoisit

Tabulka 3. Reprezentativní chemické analýzy epidotů a klinozoisitů.

Table 3. Representative chemical composition of epidotes and clinozoisite.

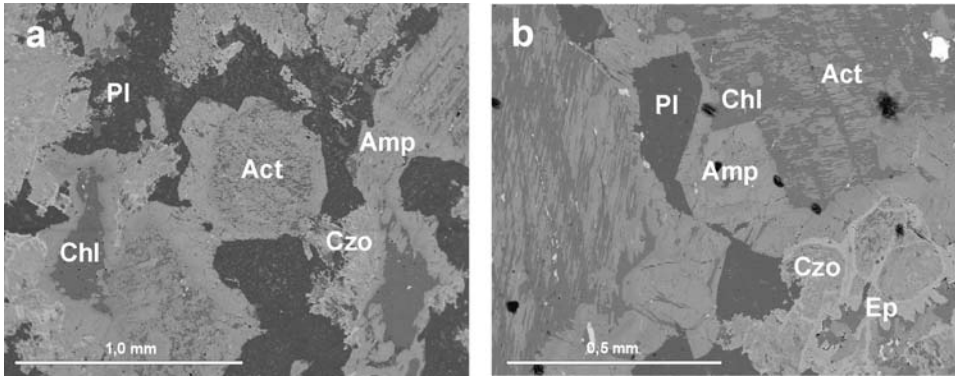
vzorek analýza	BB110 89/okraj	BB110 93/střed	BB110 101/střed	BB110 103/okraj
SiO ₂	38,39	39,90	40,55	39,20
TiO ₂	0,06	UDL	UDL	0,14
Al ₂ O ₃	25,39	32,16	32,93	26,19
Cr ₂ O ₃	0,08	UDL	UDL	0,07
Fe ₂ O ₃	10,47	1,58	0,36	8,19
MnO	0,16	0,10	0,07	0,07
MgO	0,03	0,05	0,01	0,64
CaO	24,26	25,14	25,50	23,45
Suma	98,83	98,93	99,43	97,94
Si	3,002	3,013	3,033	3,055
Ti	0,003	UDL	UDL	0,008
Al	2,341	2,862	2,903	2,406
Cr	0,005	UDL	UDL	0,004
Fe ³⁺	0,616	0,090	0,020	0,480
Mn	0,010	0,006	0,005	0,005
Mg	0,003	0,006	0,001	0,074
Ca	2,033	2,034	2,043	1,958
ΣKat.	8,013	8,011	8,005	7,991
Ps mol. %	0,208	0,030	0,007	0,166

UDL - pod detekčním limitem stanovení

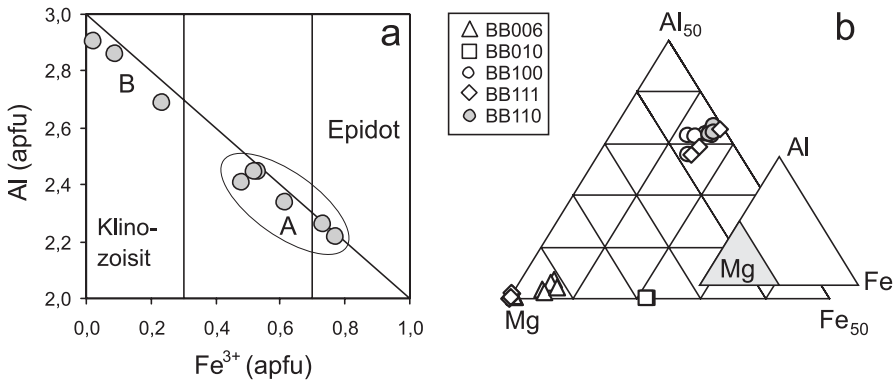


Obr. 3. Klasifikační diagramy (Mg/(Fe + Mg) vs. Si a K + Na vs. Si) pro amfiboly (LEAKE *et al.* 1997).

Fig. 3. Classification diagrams (Mg/(Fe + Mg) vs. Si and K + Na vs. Si) of amphiboles (LEAKE *et al.* 1997).



Obr. 4. Metadiorit z lokality Pisárky (BB 110) v BSE obraze: (a) jádra tvořená aktinolitem a chloritem jsou lemována tschermakitem až magnesiohornblendem (Amp), (b) klinozoisit je lemován epidotem.
 Fig. 4. Metadiorite from locality Pisárky (BB 110) in BSE images: (a) actinolite and chlorite core are rimmed by tschermakite to magnesian hornblende rims (Amp), (b) clinozoisite core is rimmed by epidote.



Obr. 5. Diagram Al vs. Fe^{3+} pro minerály epidotové skupiny (a): A - okraj zrna, B - střed zrna; Mg-Al-Fe trojúhelníkový diagram pro chlority, mastek a minerály serpentínové skupiny (b).
 Fig. 5. Diagram Al vs. Fe^{3+} for epidote group minerals (a): A - rim, B - core; Mg-Al-Fe triangular plot for chlorite, talc and mineral serpentine group (b).

(Ps = 1-8). Někdy ve středech zrn nacházíme inkluze chloritu. Okraje zrn (tab. 3) jsou pak tvořeny epidotem (Ps = 18-26). Úzký pás tvořený epidotem také vzácně lemuje některá zrna amfibol. Plagioklas je slabě zakalen jílovými minerály a často sericitizovaný. Nevykazuje žádnou výraznou chemickou zonálnost (An_{3-7}). S epidotem také srůstá mladší albit (An_2). Jako akcesorické minerály se vyskytují titanit a magnetit.

Serpentinity a pyroxenity

Tělesa serpentinitů běžně dosahují rozměrů desítek až stovek metrů v průměru. Většinou jde o drobnozrnné až masivní horniny, někdy s vyrostlicemi klinopyroxenu nebo chloritizovaného flogopitu. Místa se v serpentinitech vyskytují polohy a smouhy pyroxenitů složené z xenomorfních zrn klinopyroxenu (diopsid; $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg) = 0,00-0,06$), který bývá postižen na okrajích bastitizací. Jen vzácně se v těchto pyroxenitech objevují serpentinizovaná zrna olivínu. Serpentinity se skládají hlavně z minerálů serpentínové skupiny a jen místa bývá přítomen klinopyroxen, opakní minerály, tremolít, mastek, karbonáty, chlorit nebo flogopit.

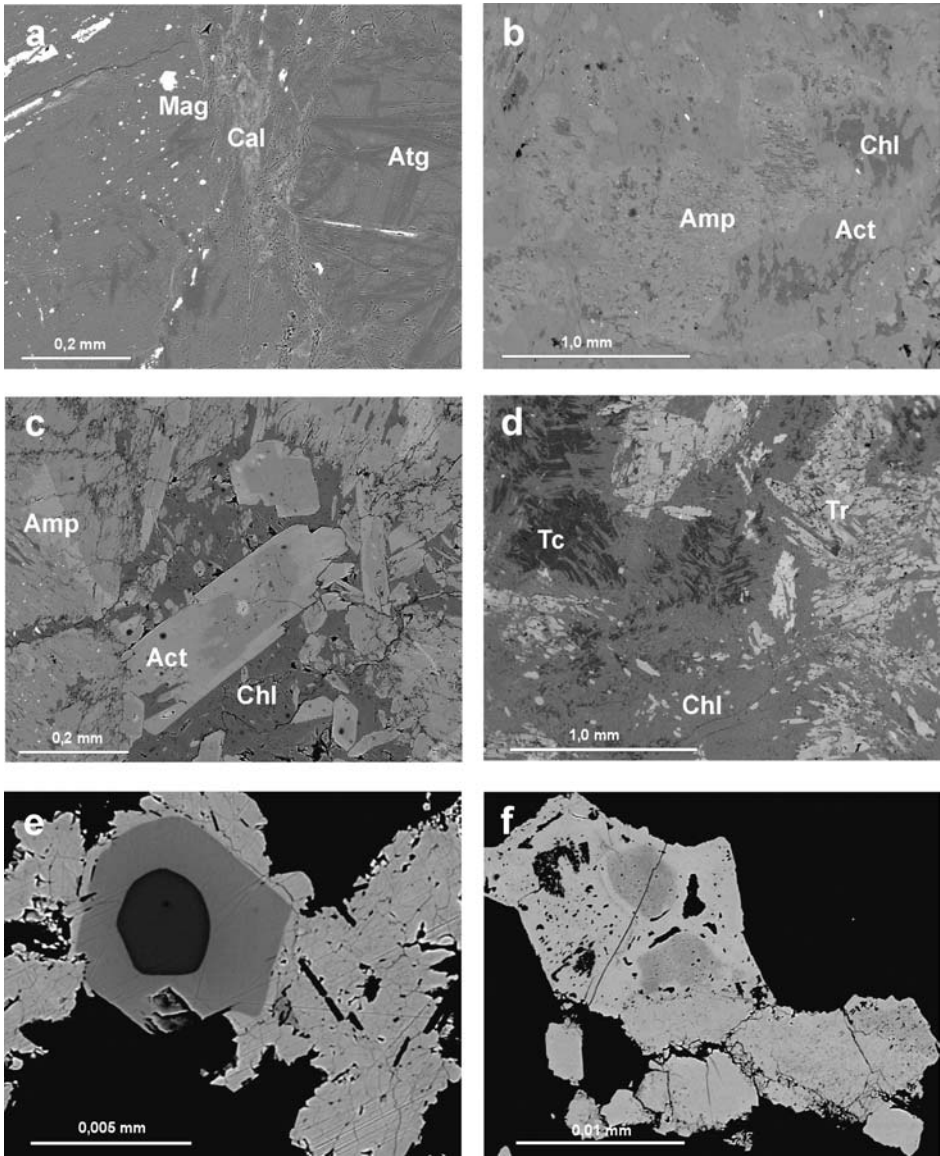
Na lokalitě Modřice se vyskytují serpentinity západně od obce v sutích na severním svahu kóty 307 (Na kopci). Tento výskyt zmiňuje již SUESS (1903) a petrograficky jej zpracoval ŠVESTKA (1984). Pro studium byl zvolen typický vzorek jemnozrnného až masivního serpentinitu šedočerné až nazelenalé barvy (BB006). Skládá se téměř výhradně z minerálů serpentinové skupiny (obr. 5b), které tvoří interpenetrační strukturu (obr. 6a). Podle ŠVESTKY (1984) v těchto serpentinitech převažuje antigorit, který se někdy vyskytuje společně s lizarditem (určeno pomocí DTA a RTG). Chryzotil tvoří drobné žilky maximálně o mocnosti 1 mm (určeno opticky). Větší lupínky antigoritu (tab. 2) jsou obklopeny jemnější základní hmotou. Místy se zdá, že minerály serpentinové skupiny vyplňují pseudomorfózy po pyroxenu. Serpentinit obsahuje 0,05 až 0,1 mm velká oktaedrická zrna chromem bohatého spinelidu. Tento minerál je zonální, přičemž jeho složení kolísá od chromem bohatého spinelu až k magnetitu. V jádře spinelidu se někdy vyskytují drobné lištvité odmišleniny ilmenitu. Toto jádro se skládá z 21–79 mol. % chromitové, 0–18 mol. % magnetitové a 2–37 mol. % hercynitové složky, v malém množství mohou být přítomny i další koncové členy spinelové řady. Kolem jádra je lem tvořený chromem bohatým magnetitem až magnetitem. Jemně zrnitý magnetit také buduje drobné žilky mezi minerály serpentinové skupiny. Zonálnost se na zrnech chromitu projevuje úbytkem Cr, Al, Mg a růstem obsahu Fe a Mn.

Chlorit-tremolitické (aktinolitické) až chloritické břidlice a skaliny

Tyto horniny mohou tvořit samostatná tělesa, avšak častěji se vyskytují na okrajích serpentinitových těles, nebo tvoří drobné smouhy uvnitř kumulátových gaber. Jde o středně až drobně zrnité horniny s nematoblastickou až lepidoblastickou stavbou. Skládají se hlavně z chloritu a amfibolu přičemž množství těchto dvou minerálů se může i v rámci jednoho výchozu měnit. Často jsou také přítomny minerály jako mastek, kalcit nebo opakní minerály. Někdy tyto horniny obsahují jen podružné množství amfibolů a pak se jedná o chloritické břidlice. Občas je patrná silicifikace nebo karbonatizace. Pro podrobné petrografické studium byly vybrány dva vzorky z lokalit Bosonohy a Kohoutovice (tab. 1). Oba pochází z těles o velikosti několik metrů až desítek metrů obklopených hrubě až středně zrnitými kumulátovými metagabry (tab. 1).

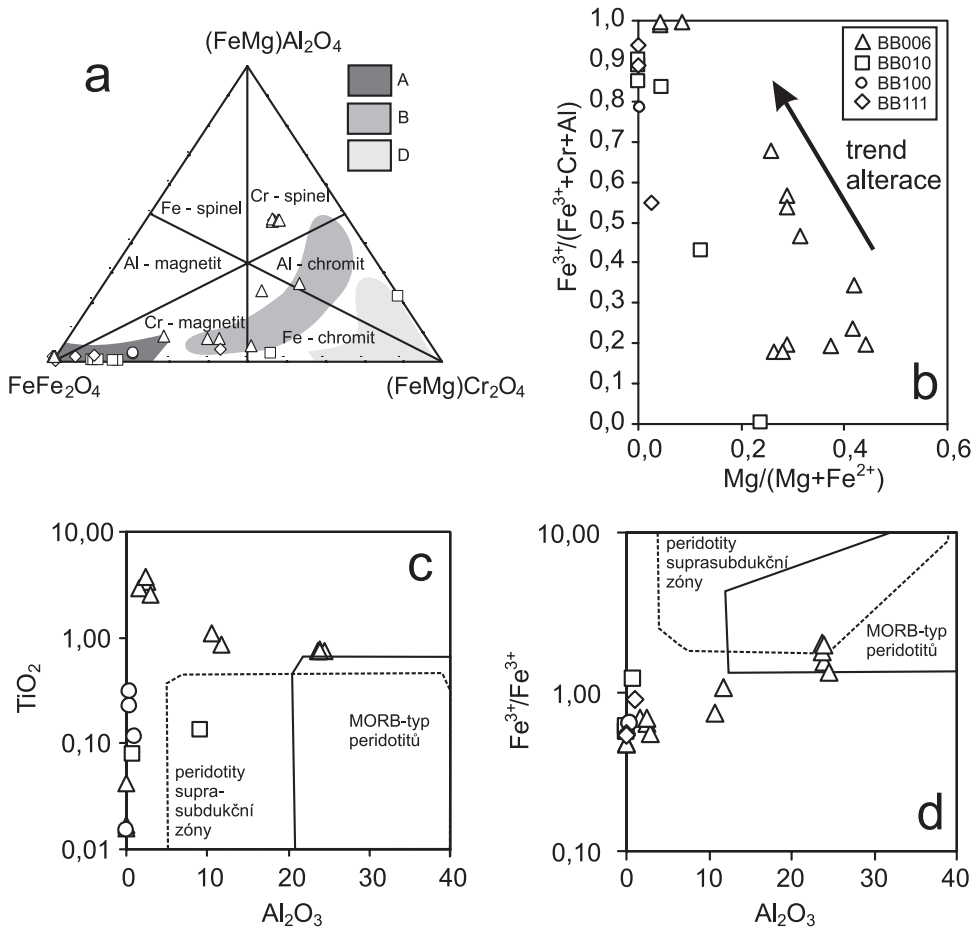
V tremolit-chloritické skalině (vz. BB100) byl původní minerál nahrazen chlority (obr. 6b) a amfiboly (tab. 5). Agregáty drobně lupenitého klinochloru ($Al^{VI} = 1,93\text{--}2,24$ apfu; $X_{Fe} = 0,19\text{--}0,22$) vyplňují prostory mezi amfiboly. Chlorit o stejném složení je převažující složkou chloritické skaliny, která vytváří oválnou uzavřeninu o velikosti asi 10 cm v tremolit-chloritické skalině. Drobné lišty klinochloru ($Al^{VI} = 2,21$ apfu; $X_{Fe} = 0,21$) jsou uzavřené v centrálních částech amfibolových pseudomorfóz. Můžeme v nich vyčlenit nejméně dva typy amfibolů. Centrální část pseudomorfóz bývá tvořena magnesiohornblendem až pargasitem ($X_{Fe} = 0,11\text{--}0,15$; Si = 6,41–6,63 apfu), zatímco okraje lemují agregáty jehlicovitých krystalů tremolitu až aktinolitu ($X_{Fe} = 0,07\text{--}0,12$; Si = 8,00–8,03 apfu). Amfibol také tvoří sloupcovité krystalky zarostlé v chloritu. Tyto krystalky vykazují jednoduchou zonálnost (obr. 6c) charakterizovanou tremolitovým jádrem lemovaným aktinolitem ($X_{Fe} = 0,09\text{--}0,16$; Si = 7,95–8,00 apfu). Místy můžeme ve skalínách pozorovat pseudomorfózy amfibolu po hypautomorfních zrnech tmavého minerálu (patrně pyroxenu). Někdy se v chloritu objevují drobná xenomorfní zrna kalcitu. V akcesorickém množství se objevuje pyrit, apatit a chromem bohatý magnetit (obr. 7 a, b). Magnetit tvoří až 0,01 mm velká xenomorfní zrna (chromit 20 mol. % magnetit 80 mol. %). Zrna pyritu jsou často zcela nahrazena limonitem.

Tremolit-chloritická břidlice (vz. BB111) má velmi podobné minerální složení zastoupení chloritu je však poněkud vyšší než v předchozím vzorku (43 vs. 20 mod. %). Tremolit až aktinolit ($X_{Fe} = 0,08\text{--}0,16$; Si = 7,84–8,00 apfu) tvoří většinou izolované sloupce nebo agregáty jehlicovitých krystalů (obr. 6d). Původní struktura protolitu horniny je setřena deformací. Klinochlor ($Al^{VI} = 1,94\text{--}2,33$ apfu; $X_{Fe} = 0,21\text{--}0,25$) se vyskytuje jako až



Obr. 6. Ultramafické horniny v BSE obraze: (a) serpentinit (lokalita Modřice vzorek BB006); (b) amfibol (tschermakit, pargastit až magnesiohornblend) lemovaný aktinolitem z aktinolit-chloritické skaliny (lokalita Bosonohy-lom, vzorek BB100); (c) zonální zrna aktinolitu z aktinolit-chloritické skaliny (lokalita Bosonohy-lom, vzorek BB100); (d) aktinolit-chloritická břidlice s maskem (lokalita Pisárky, vzorek BB111); (e) zonální zrna chromového spinelu lemovaná Cr magnetitem (lokalita Modřice, vzorek BB006); (f) chromový magnetit (lokalita Pisárky, vzorek BB111).

Fig. 6. Ultramafic rocks in BSE images: (a) serpentinite (locality Modřice, sample BB006); (b) amphibole (tschermakite, pargastite to magnesiohornblende) rimed by actinolite from actinolite-chlorite stone (locality Bosonohy-quarry, sample BB100); (c) zonal actinolite grains from actinolite-chlorite stone (locality Bosonohy-quarry, sample BB100); (d) actinolite-chloritic schist with talc (locality Pisárky, sample BB111); (e) zonal chromspinel grains rimed by chrome-magnetite (locality Modřice, sample BB006); (f) chrommagnetite (locality Pisárky, sample BB111).



Obr. 7. Chemické složení spinelidů znázorněné v diagramech: (a) trojúhelníkový diagram $\text{Fe}^{3+}\text{-Cr-Al}$ (A = metamorfóza ve facii zelených břidlic (magnetit), B = metamorfóza ve spodní amfibolitové facii (spinel), C = metamorfóza ve facii zelených břidlic (spinel)); (b) $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$ vs. $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ diagram, (c-d) tektonické diskriminační diagramy Al_2O_3 vs. TiO_2 a Al_2O_3 vs. $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ (pole supra-subdukčních a MORB peridotitů podle KAMENETSKÉHO *et al.* (2001)).

Fig. 7. Chemical composition spinelids plotted on (a) triangular $\text{Fe}^{3+}\text{-Cr-Al}$ plot (A = metamorphism in green schist facies (magnetite), B = metamorphism in lower amphibolite facies (spinel), C = metamorphism in green schist facies (spinel)); (b) $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$ vs. $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ plot, (c-d) Al_2O_3 vs. TiO_2 and Al_2O_3 vs. $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ tectonic discrimination diagrams (fields for supra-subduction zone and MORB peridotites after KAMENETSKY *et al.* (2001)).

0,2 mm dlouhé lupínky uspořádané souhlasně s foliací. Místa se polohy s převahou chloritu střídají s polohami, kde je výrazně zastoupen mastek. Drobné lupínky mastku s proměnlivým obsahem železa ($X_{\text{Fe}} = 0,03\text{-}0,10$) často srůstají s chlority.

Mastek-tremolitické skaliny až tremolit-mastková břidlice

Studovaný vzorek (BB010) byl nalezen v podobě asi 1 m mocného a 6 m dlouhého čočkovitého tělesa uzavřeného v amfibolitech v lomu u Želešic (BURIÁNEK 2005). Těle-

so má zonální stavbu. Centrální část čočky tvoří mastek-tremolitová skalina, která je lemována asi 10 cm mocnou zónou mastkové břidlice s tremolitem. Kontakt s okolním amfibolitem je ostrý a tektonicky modifikovaný. Mastek-tremolitová skalina je tvořena až 5 mm dlouhými a 0,5 mm širokými jehlicovitými amfiboly. Jsou uloženy v jemnozrnné hmotě složené z mastku a minerálů serpentínové skupiny. Amfiboly svým chemickým složením odpovídají tremolitu ($X_{Fe} = 0,00-0,07$; $Si = 7,93-8,00$ apfu). V malém množství se objevují drobné lupínky, nebo lupenité agregáty chloritu. Místy se vyskytují 0,4–1 mm velké pseudomorfozy tvořené minerály serpentínové skupiny (patrně po olivínu). V akcesorickém množství jsou přítomna drobná zrna hematitu, magnetitu a spinelidy. Původní chromit je částečně zatlačován chromem bohatým magnetitem až magnetitem (chemické složení spinelidů kolísá v rozmezí 10–73 mol. % chromitu, 0–89 mol. % magnetitu a v malém množství mohou být přítomny další složky jako hercynit, galaxit nebo ulvöspinel).

Tabulka 4. Reprezentativní chemické analýzy spinelidů.

Table 4. Representative chemical composition of spinelides.

vzorek analýza	BB 006 12	BB 006 13	BB 006 14	BB 006 18	BB010 133	BB100 21	BB100 22	BB111 38	BB111 37
SiO ₂	0,00	0,00	0,20	0,00	0,94	0,04	0,02	0,03	0,94
TiO ₂	0,74	3,35	0,04	2,51	0,13	0,23	0,31	0,00	0,12
Al ₂ O ₃	24,54	2,54	0,00	2,90	9,14	0,36	0,39	0,01	0,99
Cr ₂ O ₃	26,33	23,15	0,64	16,63	53,84	13,19	13,03	3,92	26,93
V ₂ O ₃	0,22	0,26	0,01	0,15	UDL	0,31	0,29	0,05	0,05
NiO	0,20	0,42	0,49	0,44	UDL	0,07	0,06	0,06	0,03
FeO ^{celk}	33,88	54,33	90,81	64,07	25,12	76,89	76,19	88,60	62,07
MnO	2,11	4,57	0,77	3,72	1,63	0,44	0,44	0,05	1,42
MgO	8,58	4,75	0,71	4,40	4,36	0,03	0,03	UDL	0,44
CaO	UDL	UDL	UDL	0,00	UDL	0,11	0,18	UDL	UDL
ZnO	1,55	1,32	0,00	0,77	UDL	0,29	0,25	0,05	0,94
Suma	98,14	94,69	93,66	95,59	95,17	91,96	91,17	92,79	93,95
Si	0,000	0,000	0,008	0,000	0,034	0,002	0,001	0,001	0,036
Ti	0,018	0,093	0,001	0,068	0,004	0,007	0,009	0,000	0,003
Al	0,916	0,110	0,000	0,124	0,388	0,017	0,018	0,001	0,045
Cr	0,660	0,672	0,019	0,477	1,534	0,409	0,408	0,120	0,819
V	0,005	0,008	0,000	0,004	0,000	0,010	0,009	0,001	0,001
Ni	0,005	0,012	0,015	0,013	0,000	0,002	0,002	0,002	0,001
Fe ³⁺	0,383	1,025	1,963	1,259	0,004	1,548	1,545	1,876	1,056
Fe ²⁺	0,515	0,642	0,929	0,683	0,753	0,977	0,977	0,996	0,940
Mn	0,057	0,142	0,025	0,114	0,050	0,015	0,015	0,002	0,046
Mg	0,405	0,260	0,040	0,238	0,234	0,002	0,001	UDL	0,025
Ca	UDL	UDL	UDL	UDL	UDL	0,005	0,008	UDL	UDL
Zn	0,036	0,036	UDL	0,021	UDL	0,008	0,007	0,002	0,027
ΣKat.	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000

UDL - pod detekčním limitem stanovení

Tabulka 5. Reprezentativní chemické analýzy amfibolů.
Table 5. Representative chemical composition of amphiboles.

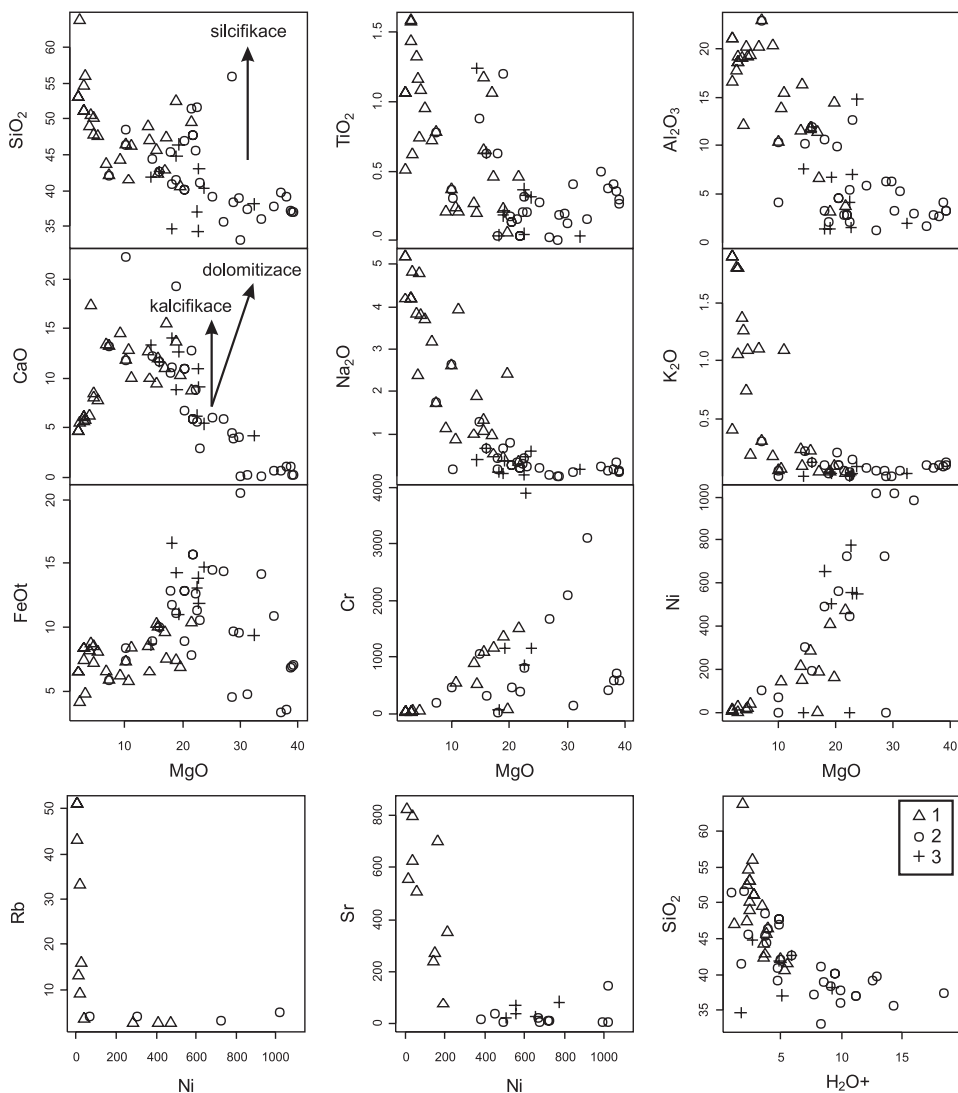
vzorek analýza	BB100 15	BB100 18	BB111 b 42	BB111 b 32	B010 122	B010 132	BB110 91	BB110 107
SiO ₂	58,37	45,04	57,27	56,93	60,22	58,74	44,75	54,40
TiO ₂	0,02	0,72	UDL	UDL	UDL	0,09	0,31	0,03
Al ₂ O ₃	0,10	12,57	0,37	0,78	0,03	0,39	13,05	3,50
Cr ₂ O ₃	UDL	0,34	UDL	0,02	UDL	UDL	UDL	0,05
Fe ₂ O ₃ ^{calc}	0,00	2,56	0,00	3,28	0,00	1,22	4,26	0,00
FeO ^{calc}	4,08	5,11	6,95	3,12	1,79	2,72	5,58	8,29
MnO	0,10	0,03	0,13	0,15	0,00	0,00	0,19	0,25
MgO	22,02	16,21	19,75	21,01	23,44	22,15	15,16	17,50
CaO	13,80	13,18	13,44	13,06	13,43	13,02	12,65	12,99
Na ₂ O	0,02	1,91	0,05	0,05	UDL	UDL	2,34	0,31
K ₂ O	0,02	0,14	0,01	UDL	UDL	UDL	0,04	0,05
H ₂ O	2,20	2,12	2,16	2,19	2,25	2,22	2,11	2,13
Cl	UDL	0,02	0,01	UDL	UDL	UDL	0,02	0,02
F	0,01	0,06	0,01	0,05	UDL	UDL	0,08	0,06
O=F+Cl	-0,01	-0,03	-0,01	-0,02	0,00	0,00	-0,04	-0,03
Suma	100,75	99,97	100,14	100,62	101,16	100,54	100,52	99,54
Si	8,001	6,430	7,999	7,841	8,096	7,998	6,392	7,703
Al ^{IV}	0,000	1,570	0,001	0,127	0,000	0,002	1,608	0,297
ΣT	8,001	8,000	8,000	7,968	8,096	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	0,016	0,545	0,060	0,000	0,005	0,060	0,589	0,287
Ti	0,002	0,077	UDL	UDL	UDL	0,009	0,033	0,004
Fe ³⁺	0,000	0,275	0,000	0,340	0,000	0,125	0,458	0,000
Cr	UDL	0,039	UDL	0,002	UDL	UDL	UDL	0,005
Mg	4,500	3,451	4,112	4,314	4,697	4,497	3,228	3,694
Fe ²⁺	0,467	0,610	0,812	0,344	0,201	0,309	0,666	0,981
Mn	0,011	0,004	0,015	0,000	0,000	0,000	0,023	0,030
ΣC	4,999	5,000	5,000	5,000	4,904	5,000	5,000	5,000
Fe	0,000	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	2,026	2,015	2,011	1,928	1,935	1,899	1,936	1,971
Na	0,000	0,000	0,000	0,014	UDL	UDL	0,064	0,029
ΣB	2,026	2,015	2,011	1,973	1,935	1,899	2,000	2,000
Na	0,004	0,529	0,012	0,000	UDL	UDL	0,583	0,057
K	0,003	0,025	0,001	UDL	UDL	UDL	0,007	0,008
ΣA	0,007	0,554	0,014	0,000	0,000	0,000	0,591	0,065
Cl	UDL	0,005	0,001	UDL	UDL	UDL	0,005	0,004
F	0,005	0,026	0,005	0,020	0,000	0,000	0,034	0,026
ΣKat.	15,039	15,594	15,030	14,961	14,935	14,899	15,625	15,091

UDL - pod detekčním limitem stanovení

5. Chemické složení hornin metadioritové subzóny

Z chemického složení analyzovaných hornin je ovlivněno sekundárními přeměnami jako je serpentinizace, chloritizace, karbonitizace, saussuritizace a silicifikace. Tyto procesy mohou výrazně změnit obsah řady prvků a to zejména Si, Ca, K (obr. 8). Přes tyto přeměny můžeme v horninách metabazitové zóny pozorovat trendy ve vývoji chemického slo-

žení, které souvisí s jejich magmatickou krystalizací. Potvrzuje to chování méně mobilních prvků jako je třeba Al nebo Ti. Mnohé studované horniny mají kumulátové stavby. Během vzniku kumulátů se magma obohacuje o některé fáze například plagioklasy nebo pyroxeny a vznikají tak zvrstvené komplexy hornin s převahou daných minerálů. Typický trend je pokles MgO směrem od ultramafických kumulátů ke gabrům až anortozitům (obr. 8). S poklesem MgO (2,0-39,1 hm. %) v hornině roste obsah Al_2O_3 (0,2-22,9 hm. %), CaO (0,1-22,3 hm. %), Na_2O (0,0-5,2 hm. %), Sr (5-845 ppm).



Obr. 8. Chemické složení metadioritů až metagabrů (1), ultramafických hornin (2) a ultramafických hornin s karbonáty (3) z centrálního bazického pásu (většina horninových analýz je převzata z prací HANÁKA 1979; HANŽLA a MELICHARA 1997; HRABALA 1984; LEICHMANN 1996; NOVOBILSKÉHO 1982).

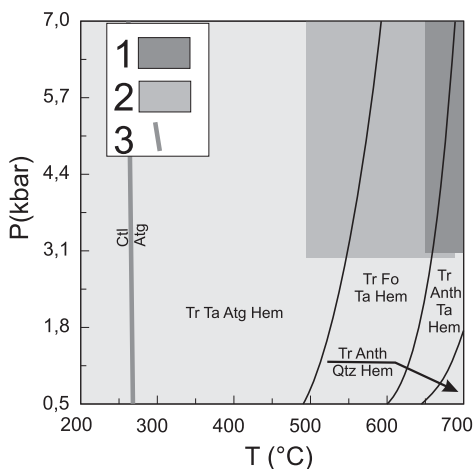
Fig. 8. Bulk-rock chemical compositions metadiorites to metagabros (1), ultramafic rocks (2) and ultramafic rocks with carbonates (3) from central basic belt (major part whole-rock analysis was taken from the works HANÁK 1979; HANŽL a MELICHAR 1997; HRABAL 1984; LEICHMANN 1996; NOVOBILSKÝ 1982).

Obsahy Ni (1-1 015 ppm), Co (16-582 ppm) a Cr (22-3 900 ppm) rostou s obsahem MgO, což patrně souvisí s nárůstem obsahu olivínu a pyroxenu v původní magmatické ultramafické hornině. Zřetelný je trend poklesu obsahu SiO_2 (33,1-63,8 hm. %) a Al_2O_3 (1,2-21,2 hm. %) se vzrůstem vázané vody v hornině ($\text{H}_2\text{O} = 1,0-18,4$ hm. %). Tento trend patrně koreluje nárůstem zastoupení minerálů serpentínové skupiny a může odrážet množství olivínu v původním nemetamorfovaném protolitu. V horninách bohatších hliníkem vznikal během metamorfózy hlavně chlorit a aktinolitické amfiboly. Obsah TiO_2 (0,0-1,6 hm. %) negativně koreluje s obsahem MgO.

6. P-T podmínky metamorfózy ultramafických hornin

Na základě zonality chemického složení amfibolů v dioritech předpokládají LEICHMAN a HÖCK (1997) poměrně složitý metamorfní vývoj metadioritové subzóny. Jádra amfibolů odpovídají svým chemickým složením aktinolitu a naznačují, že nejstarší metamorfóza proběhla za podmínek facie zelených břidlic. Okrajová zóna amfibolových zrn vznikla metamorfózou v amfibolitové facii (LEICHMAN a HÖCK 1997; BURIÁNEK 2002). Na okrajích jsou zrna amfibolů zatlačována chloritem a aktinolitem což odpovídá metamorfóze ve facii zelených břidlic. Z dioritů metadioritové subzóny byly vypočteny teploty v rozmezí 497 až 682 °C (vzorky BB110, BB249). Pro výpočet teplot amfibol-plagioklasovým termometrem (HOLLAND a BLUNDY 1994) byly použity okraje zrn plagioklasů, které jsou na kontaktu s amfiboly o chemické složení blízké tschermakitů a pargasitu.

Ultramafické horniny uzavřené v metadioritech většinou neposkytují vhodné minerální asociace pro odhad P-T podmínek vzniku. Minerální složení serpentinitů, ultramafických břidlic a skalín je proměnlivé. Kromě chrysotilu, antigoritu, tremolitu a masku se často objevuje chlorit, aktinolit, magnesiohornblend až pargasit a kalcit. V serpentinitech se objevují žilky chrysotilu indikující teplotu vzniku pod 270 °C (obr. 9). To je v souladu s výsledky studia hornin dyjského teránu z nějž vyplývá, že poslední metamorfní fáze v této jednotce probíhala v podmínkách prehnit-pumpellyitové facie (BURIÁNEK, 2010).



Obr. 9. P-T pseudosekce pro masku-tremolitovou břidlici z lokality Želešice: 1-2) amfibol-plagioklasový termometr (HOLLAND a BLUNDY 1994): (1) diorit z lokality Pisárky (BB110) a (2) amfibolity z lokality Želešice; 3) experimentálně určená reakce chrysotil = antigorit (WUNDER *et al.* 2001).

Fig. 9. P-T pseudosection for an actinolite-tremolite schist from locality Želešice: 1-2) hornblend-plagioclase geothermometer (HOLLAND and BLUNDY 1994): (1) diorite from locality Pisárky (BB110) and (2) amphibolite from locality Želešice; 3) experimentally determined reaction chrysotile = antigorit (WUNDER *et al.* 2001).

Pseudosekce sestavená pro mastek tremolitovou skalinu (BB010) byla počítána v systému CMFSH pro následující chemické složení: $\text{SiO}_2 = 55,89$ hm. %, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5,07$ hm. %, $\text{MgO} = 28,47$ hm. %, $\text{CaO} = 4,53$ hm. %. Minerální asociace tremolit + antigorit + mastek + hematit (obr. 9), která je přítomná ve studované hornině vykazuje poměrně široké pole stability. Horní limit této minerální asociace se pohybuje mezi přibližně 550 až 600 °C. Pseudomorfozy antigoritu po olivínu indikují, že maximální teplota metamorfozy nepřesáhla 680 °C. Toto zjištění poměrně dobře souhlasí s údaji získanými z amfibol–plagioklasového termometru (HOLLAND a BLUNDY 1994) použitého při výpočtu teploty vzniku minerální asociace okolních amfibolitů (obr. 9). Pro tuto metamorfozu můžeme předpokládat tlak v rozmezí 4–8 kbar (pravděpodobně spíše kolem 4 kbar viz. BURIÁNEK 2010), které byly vypočteny pro kontaktní metamorfozu metapelitů z enkláv uvnitř granitoidů dyjského teránu (BURIÁNEK 2005; BURIÁNEK 2010). V tomto rozmezí tlaků se teploty vzniku minerální asociace amfibolitů pohybovaly v mezi 650 až 700 °C.

Metamorfní vývoj dioritové subzóny se tedy poněkud odlišují od metamorfní P-T dráhy předpokládané pro horniny želešického amfibolitového tělesa (BURIÁNEK 2005).

7. Diskuse

Protolit metamorfovaných mafických a ultramafických hornin

Ultramafické horniny tvoří drobná tělesa nebo smouhy uvnitř metadioritů a metagaber. Metagabra a metadiority mají proměnlivou zrnitost a mění se v nich také obsah tmavých a světlých minerálů. Často se objevují až několik desítek metrů velké smouhy plagioklasem bohatých kumulátů v metagabrech. Původní petrografický charakter je problematické zjistit, protože všechny horniny metadioritové subzóny jsou výrazně postiženy sekundárními přeměnami. Ultramafické horniny jsou modifikovány serpentinizací, chloritizací, talkizací, uralitizací, karbonatizací. V dioritech a gabrech se navíc projeví přeměny bazických plagioklasů jako je sericitizace a saussuritizace. I přes tyto přeměny je chemické složení studovaných hornin velmi podobné kumulátům, které jsou běžné v ofiolitových komplexech (např. BAGCI *et al.* 2005). Některé trendy zjištěné ve variačních diagramech chemického složení naznačují, že ultramafické horniny vznikly jako kumuláty tmavých minerálů.

Na základě přeměn a přítomnosti reliktní pyroxenu předpokládají ŠTELCL *et al.* (1980), že původně v horninách metabazitové zóny převládal mezi tmavými minerály pyroxen. Někdy se objevují smouhy nebo polohy bohaté na pseudomorfozy amfibolů po těchto pyroxenech. V různých částech jednoho tělesa gaber můžeme pozorovat plagioklasy s rozdílným stupněm omezení (automorfní až xenomorfní). Přes intenzivní metamorfní rekrystalizaci nalézáme relikty staveb připomínající ortokumuláty nebo mesokumuláty. Relikty původního chromového spinelu svým chemickým složením odpovídají spinelidům z ofiolitových komplexů a MORB peridotitů (obr. 7 c–d).

Horniny metadioritové subzóny tedy byly s největší pravděpodobností součástí ofiolitového komplexu což je v souladu s dřívějšími názory LEICHMANNA a HÖCKA (2008).

Spinelidy a metamorfóza

Během progradní metamorfozy dochází k postupné změně chemického složení původního chromitu což má za následek vznik zonálního spinelidu. Proces vzniku chromem bohatého magnetitu nebo chromem bohatého spinelu na úkor chromitu, má několik fází (FARAHAT 2008). Charakter zonálnosti zrn spinelidů může pomoci při interpretaci průběhu metamorfozy ultramafických hornin. Za podmínek velmi nízkého stupně metamorfozy je původní chromový spinel lemován v důsledku přínosu Fe a odnosu Mg chromovým magnetitem. Ve facii zelených břidlic dochází k reekvilibraci s okolními silikáty (Al, Mg, Cr) a relikty původního chromového spinelu lemuje ferrichromit, který jej odděluje od chromového magnetitu na okraji. V amfibolitové facii často dochází k úplnému nahrazení původ-

niho chromového spinelu ferrichromitem a ten je lemován chromovým magnetitem (ABZALOV 1998; BLISS a MACLEAN 1975).

Primární chromit se v důsledku metamorfózy mění na ferrichromit (Fe-chromit) a dále na chromový magnetit (obr. 7 b). Alterační trend je obvykle charakterizován poklesem Al, Mg a Cr a naopak roste obsah Fe^{3+} a Fe^{2+} . Změny chemického složení chromitu během metamorfózy výrazně závisí na tom, zda koexistuje s chloritem, nebo jen se silikáty chudými na Al jako je tremolit a minerály serpentínové skupiny. Při progradní metamorfóze chromit reaguje s fluidy a uvolňuje Al, které spotřebovávají okolní chlority (BARNES 2000). Některá zrna takto vzniklého ferrichromitu obsahují vyšší obsahy manganu (až 5,5 hm. % MnO). V ultrabazických horninách totiž spinelidy koncentrují mangan uvolněný z hlavních horninotvorných minerálů během serpentinizace (FARAHAT 2008). S dalším růstem stupně přeměny původních spinelidů pak obsah Mn v chromových magnetitech klesá. Patrně je to důsledek vzniku chloritů a karbonátů (FARAHAT 2008). V trojúhelníku Cr-Fe-Al leží okrajové části zrn v poli spinelidů vzniklých metamorfózou v amfibolitové facii nebo v poli magnetitů vzniklých při serpentinizaci (obr. 4).

Zonálnost většiny studovaných spinelidů naznačuje, že prošly metamorfózou ve vyšším stupni facie zelených břidlic, nebo nižším stupni amfibolitové facie. Výslednou zonálnost spinelidů také ovlivňuje minerálním složení horniny. V serpentinitech zůstaly relikty původního spinelu zachovány a jsou lemovány ferrichromitem a chromovým magnetitem. Pokud ale chromový spinel koexistoval s chlority, došlo k jeho úplnému nahrazení chromovým magnetitem (obr. 4 f). Výsledný spinelid je zonální a ve středu vykazuje nejvyšší obsahy Cr. Serpentinity většinou mají vyšší obsah Cr, poměrně nízký obsah Al_2O_3 a vyšší poměr MgO/FeO ve srovnání s chlorit-aktinolitickými břidlicemi a skaliny. Tato skutečnost se projevila ve složení spinelidů například poměr $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ ve spinelech ze serpentinitů je vyšší než v ostatních studovaných vzorcích. Obsahy Al ve spinelidech z chlorit-aktinolitických břidlic a skalín jsou nízké.

Metamorfni vývoj metadioritové subzóny

Většina metamorfovaných horniny brunovistulika byla postižena nejméně dvoufázovou kadomskou metamorfózou (DUDEK 1980; HANŽL *et al.* 1999, BURIÁNEK 2010). Starší regionální metamorfóza dosahovala maximálně podmínek amfibolitové facie a mladší fáze je interpretována jako kontaktní metamorfóza v důsledku intruze granitoidů. Během variské orogeneze byla oblast brněnského batolitu postižena retrogradní dynamickou metamorfózou, která dosáhla místy až facie zelených břidlic (BURIÁNEK 2005, BURIÁNEK 2010). Toto vývojové schéma ale nemusí platit pro celou metadioritovou zónu.

Metadioritovou subzónu můžeme rozčlenit na dvě litologicky rozdílné skupiny. V jedné dominují diority a v druhé amfibolity. Obě skupiny obsahují mafické a ultramafické horniny a jsou od sebe odděleny tektonicky. Na tektonické hranici mezi oběma skupinami nacházíme až několik metrů velké budiny dolomitických mramorů, indikují metamorfózu ve facii zelených břidlic (BURIÁNEK 2001). Zmíněná hranice má patrně starší založení, ale byla varisky reaktivována. Dolomitické mramory zřejmě odráží P-T podmínky této variské reaktivace. Obě skupiny můžeme charakterizovat odlišnou petrografií:

1) Skupina metadioritů a ultramafických hornin

První skupinu tvoří metadiority až metagabra a ultramafické horniny. Tyto horniny budují převážnou část metadioritové subzóny.

Středy amfibolů v metadioritech a metagabrech jsou tvořeny aktinolitem a chloritem, což odpovídá facii zelených břidlic (M1). Poté následuje zóna tvořená obecným amfibolem (tschermakit, pargasit a magnesiohornblend), který vznikl za podmínek odpovídajících amfibolitové facii (M2). Tlakové podmínky pro tyto horniny není možné určit, a proto musíme vycházet z údajů zjištěných z enkláv metasedimentů v granodioritech dyjského terénu (3–5 kbar). Granodiority totiž někdy prorážejí diority metadioritové subzóny. Metamor-

fóza M2 tedy patrně odpovídá kontaktní metamorfóze spojené s intruzí granodioritů dyjského teránu. Avšak přímou souvislost mezi intruzí granodioritů a metamorfózou hornin metadioritové subzóny se prokázat nepodařilo. Metamorfóza M2 tedy mohla mít také regionální charakter jak předpokládají LEICHMANN a HÖCK (1997, 2008).

Okraje amfibolů jsou pak tvořeny opět aktinolitem, který koexistuje s dalšími minerály typickými pro facii zelených břidlic (M3). S touto metamorfní fází je patrně spojen vznik žilek chrysotilu v serpentinitech což naznačuje, že metamorfní podmínky mohly někdy dosahovat pouze prehnit–pumpellyitové facie. Ultramafické horniny mají většinou minerální asociace odpovídající maximálně podmínkám facie zelených břidlic (Chl + Act ± Tc, Atg ± Tr ± Tc atd.), která patrně vznikla až během metamorfózy M3. V některých případech obsahují ultramafické horniny relikty amfibolů, které se pravděpodobně zachovaly z předchozí metamorfní fáze M2 (tschermakit, magnesiohornblend).

2) Skupina amfibolitů

Druhou skupinu tvoří amfibolity a metasedimenty s nimi prostorově svázané (BURIÁNEK, 2005). Dále sem musíme přiřadit metadiority a ultramafické horniny, které tvoří polohy, nebo čočky v amfibolitech. Horniny této skupiny tvoří v oblasti mezi Želešicemi a Žebětínem úzký pás lemující kontakt granodioritů dyjského teránu s horninami první skupiny metadioritové subzóny. Amfibolity a s nimi spojené horniny byly postiženy kontaktní metamorfózou stejně jako enklávy metasedimentů uvnitř granodioritů dyjského teránu (BURIÁNEK 2010). Díky tomu většinou nemůžeme jednoznačně interpretovat jejich metamorfní vývoj před intruzí granitoidů dyjského teránu. Amfibolity a s nimi svázané metamorfované horniny prodělaly regionální metamorfózu pravděpodobně v amfibolitové facii (DUDEK a SUK 1964; ŠTELCL 1978; BURIÁNEK 2005), avšak tyto interpretace jsou podloženy jen nepřímými důkazy. Amfibolity jsou sice asociovány s metasedimenty (BURIÁNEK, 2005), ale chemické složení těchto metasedimentů neumožňuje přesný odhad P-T podmínek metamorfózy. Jedná se totiž o biotitické a biotit-cordieritické kontaktní rohovce.

Minerální asociace amfibolitů a ultramafických hornin v nich obsažených je výsledkem kontaktní metamorfózy (M2). Během této metamorfózy za teplot v rozmezí 650 až 700 °C vznikla v peckách ultramafických hornin minerální asociace: tremolit + forsterit + mastek + hematit (obr. 9). V amfibolitech vznikaly minerální asociace Amp + Pl nebo Amp + Pl + Ep. Během následného retrográdní metamorfózy (M3) došlo ke serpentinizaci olivínu (pseudomorfózy antigoritu) při teplotách pod 600 °C. Reakce pravděpodobně probíhala takto: Atg = Tc + Fo + H₂O. V okolních amfibolitech se tato metamorfóza projevila vznikem mladšího aktinolitu na okrajích amfibolových zrn.

Amfibolity patrně prodělaly před kontaktní metamorfózou (M2), regionální metamorfózu (M1) v amfibolitové facii. Tato skutečnost je ale v rozporu s předpokládaným vývojem ve zbytku metadioritové subzóny. Nabízí se dva možné scénáře vývoje amfibolitů a s nimi asociovaných hornin. Prvním vysvětlením může být, že před intruzí granitoidů byly amfibolity tektonicky inkorporovány do jiné hloubkové úrovně kontinentální kůry než zbytek metadioritové subzóny. Do dnešní pozice se pak amfibolity dostaly až během variské orogeneze. Druhou možností je, že amfibolity jsou starší než ofiolitový komplex reprezentovaný zbytkem metadioritové subzóny. V tom případě by amfibolity náležely k metamorfnímu obalu dyjského teránu (BURIÁNEK 2010).

8. Závěry

Horniny metadioritové subzóny reprezentují část ofiolitového komplexu, který byl během kadomské orogeneze nasunut na metasedimenty dyjského teránu. Jedná se o kumulátová gabra, diority a ultramafické horniny. Tento komplex byl postižen několika metamorfózami. Nejstarší metamorfóza proběhla převážně ve facii zelených břidlic (M1). Po regionální metamorfóze následovala metamorfóza v amfibolitové facii (M2), která může

souviset s intruzí granitoidů dyjského teránu. Během variské orogeneze prodělaly horniny metadioritové subzóny nízkoteplotní metamorfózu (M3), která místy dosahovala až podmínek facie zelených břidlic. Na tento poměrně složitý metamorfní vývoj reagovalo chemické složení spinelitů v ultramafických horninách. Původní chromit byl částečně nebo zcela nahrazen novými metamorfními spinelidy (např. ferrichromit, chromový magnetit). Pozice amfibolitů želešického tělesa a s nimi svázané horniny prozatím zůstává otevřená.

Poděkování

Autor děkuje J. Leichmannovi a B. Šreinové za kritické pročtení rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu ČGS 390003 (Základní geologické mapování Brněnska v měřítku 1:25 000).

LITERATURA

- ABZALOV, M. Z., 1998: Chrome-spinels in gabbro-wehrlite intrusions of the Pechenga area, Kola Peninsula, Russia: emphasis on alteration features. - *Lithos*, 43 (3), 109-134.
- BAGCI, U., PARLAK, O., HOCK, V., 2005: Whole-rock and mineral chemistry of cumulates from the Kizildag (Hatay) ophiolite (Turkey): clues for multiple magma generation during crustal accretion in the southern Neotethyan ocean. - *Min. Mag.*, 69 (1), 53-76.
- BARNES, S. J., 2000: Chromite in Komatiites, II. Modification during Greenschist to Mid-Amphibolite Facies Metamorphism. - *J. Petrol.*, 41(3), 387-409.
- BLISS, N. W., MACLEAN, W. H., 1975: The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39 (6-7).
- BURIÁNEK, D., 2001: Mramory v metadioritové subzóně brněnského masivu. - *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2000*, 8, 74-76.
- BURIÁNEK, D., 2005: Metamorfní vývoj želešického amfibolitového tělesa (Brněnský masiv). - *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2004* 12, 82-87.
- BURIÁNEK, D., 2010: Metamorfované horniny západní části brněnského masivu. *Acta Mus. Moraviae*, Sci. geol., 95:2, 151-170.
- CONNOLLY, J. A. D., 2005: Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 236 (1-2), 524-541.
- ČAPEK, M., 2008: Mafické a ultrabazické plutonické horniny mezi Bosonohami a Kominem. - *MS, Pří MU*, 62 p.
- DALLMEYER, D. R., FRITZ, H., NEUBAUER, F., URBAN, M., 1994: 40Ar/39Ar mineral age controls on the tectonic evolution of the southeastern Bohemian Massif. Pre-alpine Crust in Austria, Excursion guide. - *Geology of the Moravian Zone*, 14-22.
- DALLMEYER, R. D., FRANKE, W., WEBER, K., (EDS) 1995: Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe. - *Springer Verlag*.
- DUDEK, A., 1980: The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. - *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd*, 90, 8, 3-85.
- DUDEK, A., 1995: Metamorphic evolution of the Moravo-Silesian basement. - *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. (In: Dallmeyer, R. D., Franke, W., Weber K. (eds)), 508-511.
- DUDEK, A., SUK, M., 1964: Zpráva o geologickém mapování brněnského masivu na listu Modřice. - *Zpr. geol. Výzk. v r. 1963*, 60-62.
- FARAHAT, E. S., 2008: Chrome-spinels in serpentinites and talc carbonates of the El Ideid-El Sodmein District, central Eastern Desert, Egypt: their metamorphism and petrogenetic implications. - *Chem. Erde - Geochemistry*, 68 (2), 193-205.
- FINGER, F., FRASL, G., DUDEK, A., JELÍNEK, E., THÖNI, M., 1995: Cadomian plutonism in the Moravo-Silesian basement. - In: Dallmayer R. D., Franke W., Weber K. (eds.): Tectonostratigraphic evolution of the central and eastern European orogens. Springer., 495-507.
- 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? n: 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., PIN, C., 1997: Arc-type crustal zoning in the Brunovistulicum, eastern Czech Republic: a trace of the late Proterozoic Euro-Gondwana margin. - *J. Czech Geol. Soc.*, 42, 53.
- FINGER, F., TICHOMIROVA, M., PIN, C., HANŽL, P., 2000b: Relics of an Early-Panafricanensimatic metabasite-metarhyolite formation in the Brno Massif, Eastern Czech Republic. - *Int. J. Earth Sci.*, 89, 328-335.
- HANÁK, J., 1979: Chemismus hornin brněnského masivu. - *MS, přír. fak. UJEP*.
- HANŽL, P., MELICHAR, R., 1997: The Brno Massif: A section through the active continental margin or a composed terrane ?. - *Krystalinikum*, 23, 33-58. Brno, 23, 33-58.
- HANŽL, P., MELICHAR, R., LEICHMANN, J., (EDS.). 1999: Excursion guide of 4th meeting of the Czech tectonic studies group. - *Geolines*, 8, 80-96.
- HOLLAND, T. J. B., BLUNDY, J. D., 1994: Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 116, 433-447.
- HOLLAND, T. J. B., POWELL, R., 1998: An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. - *J. Met. Geol.*, 16(3), 309-343.
- HRABAL, J., 1984: Petrografická a geochemická charakteristika hornin metabazitové zóny brněnského masivu v prostoru Jinačovice-Brno-Komín. - *PřF UJEP Brno*, 50 p.
- KALVODA, J., BABEK, O., FATKA, O., LEICHMANN, J., MELICHAR, R., NEHYBA, S., SPACEK, P., 2008: Brunovistulian terrane (Bohemian Massif, Central Europe) from late Proterozoic to late Paleozoic: A review. - *Int. J. Earth Sci.*, 97(3), 497-518.
- KAMENETSKY, V. S., CRAWFORD, A. J., AND MEFFRE, S., 2001: Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. - *J. Petrol.*, 42, 655-671.
- 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. A., MARESC, 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. - *Amer. Mineral.*, 82 (9-10), 1 019-1 037.
- LEICHMANN, J., 1996: Geologie und Petrologie des Brunner Massivs. - *MS, University of Salzburg.*, 118 p.
- LEICHMANN, J., HÖCK, V., 1997: Amfiboly z dioritů metabazitové zóny brněnského masivu jako indikátory jejího metamorfního vývoje. - *Geol. Výzk. Mor. Slez. V roce 1996*, 4 (101-103).
- LEICHMANN, J., HÖCK, V., 2008: The Brno Batholith: an insight into the magmatic and metamorphic evolution of the Cadomian Brunovistulian Unit, eastern margin of the Bohemian Massif. - *J. Geosci.*, 53 (3-4), 281-305.
- MELICHAR, R., HANŽL, P., 1996: Tektonický vývoj brněnského masivu. - *Seminář Skup. tekt. Stud.*, sborník abstraktů, 29-30.
- NOVOBILSKÝ, R., 1982: Petrografická charakteristika hornin metabazitové zóny brněnského masivu v úseku Čebín-Kuřim-Lipůvka. - *MS, PřF UJEP, Brno*, p 63.
- POUCHOU, J. L., PICOIR, F., 1985: PAP"" (Z) procedure for improved quantitative microanalysis. - In J. T. Armstrong, Ed. *Microbeam Anal.*, p. 104-106. San Francisco Press, San Francisco, California.
- SCHUMACHER, J. C., 1996: The estimation of the proportion of ferric iron in the electron-microprobe analysis of amphiboles. - *Canad. Mineral.*, 34, 238-246.
- SKÁCELOVÁ, D., WEISS, J., 1978: A model of the development of the Brno Massif based on geophysical data. - *Čas. Min. Geol.*, 23, 4, 409-416.
- ŠTELCL, J., HROUDA, F., WEISS, J., ČEŠKOVÁ, L., GREGEROVÁ, M., HÁJEK, J., HANÁK, J., KOLEK, P., MUSILOVÁ, L., ONDRA, P., REJL, L., STANĚK, J., SVOBODA, L., 1980: Petrologie brněnského masivu a jeho korelace s některými plutony evropských variscid. - *MS, PřF UJEP Brno*, 271 p.
- ŠTELCL, J., HROUDA, F., WEISS, J., ČEŠKOVÁ, L., GREGEROVÁ, M., HÁJEK, J., HANÁK, J., KOLEK, P., MUSILOVÁ, L., ONDRA, P., REJL, L., STANĚK, J., SVOBODA, L., 1978: Základní petrologická zhodnocení brněnského masivu a jeho petrogenetických vztahů ke krystaliniku v podloží karpatské předhlubně. - *MS, PřF, UJEP Brno*.
- ŠVESTKA, L., 1984: Minerální asociace serpentinizovaných hyperbazických hornin metabazitové zóny. - *MS, PřF, UJEP, Brno*, 1-40.
- VAN BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D. R., DUDEK, A., MÍSAŘ, Z., POVONDRA, P., VRÁNA, S. 1982: Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of central Europe. - *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sciences*, 73, 89-108.
- WUNDER, B., WIRTH, R., GOTTSCHALK, M., 2001: ANTIGORITE: Pressure and temperature dependence of polysomatism and water content. - *Europ. J. Mineral.*, 13(3), 485-495.