

## METAMORFOVANÉ HORNINY ZÁPADNÍ ČÁSTI BRNĚNSKÉHO BATOLITU

METAMORPHIC EVOLUTION METADIORITE SUBZONE IN THE BRNO BATHOLITH

DAVID BURIÁNEK

### Abstract

Buriánek, D. (2010): Metamorfované horniny západní části brněnského batolitu. - Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 2, 95, 151-170.

### *Metamorphic rocks western part Brno batholith*

Biotite and amphibole biotite granitoids of the northern part of Thaya terrane (western part of the Brno batholith) contains large enclaves of polyphase-metamorphosed sedimentary and igneous rocks. The enclaves, up to several km long, consist mainly of biotite to muscovite-biotite gneisses (Qtz + Pl + Bt ± Ms ± Sil ± Ky), biotite to cordierite-biotite migmatites (Qtz + Pl + Bt ± Kfs ± Ms ± Sil ± Crd), metagabbros (Amp + Pl ± Px), calc-silicate rocks (Amp + Pl + Px + Qtz ± Cal ± Grt ± Qtz and Cpx ± Grt ± Ves ± Wo ± Cal ± Qtz ± Pl ± Kfs ± Czo) and amphibolites (Amp + Pl ± Qtz). Three metamorphic events with different P-T conditions are distinguished in the studied rocks. The first stage M1 was marked by regional metamorphism under amphibolite facies conditions (700 °C and 6-7 kbar). Regional metamorphism was followed by a decompression stage and intrusion of Cadomian granitoids of the Thaya terrane (Tetčice suite). P-T estimates for low-pressure contact metamorphism M2 correspond to approximately 700-800 °C and 3-5 kbar. The metamorphic assemblage (Pl + Cpx ± Grt ± Ves ± Wo ± Cal ± Qtz ± Kfs ± Czo) of skarnoid layers from enclaves of calc-silicate rocks indicates high water activity ( $X_{\text{CO}_2} < 0.03$ ) during this metamorphic event. The subsequent Variscan metamorphic overprint (M3) was characterized by regional hydrothermal alteration under prehnite-pumpellyite facie (2-3 kbar and >300 °C).

*Key words:* Brno massif, P-T conditions, enclaves, migmatites, metagabbros, calc-silicate rocks, skarnoids.

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

### 1. Úvod

Brunovistulikum je situované na východním okraji evropských variscid. Tato kadomsky konsolidovaná jednotka je rozčleněna centrálním bazickým pruhem na dva terány tvořené hlavně granitoidy. Jedná se o dyjský terán na západě a slavkovský terán na východě (FINGER *et al.* 1995).

Dyjský terán vystupuje v západní části brněnského batolitu a je tvořen hlavně biotitickými a dvojslídými granodiority a granity, které představují vyzrálou kontinentální kůru (FINGER *et al.* 1995; FINGER a PIN 1997). Tyto granitoidy intrudovaly v období kolem 600 Ma (DALLMEYER *et al.* 1995; VAN BREEMEN *et al.* 1982). Plutonické horniny místy obsahují poměrně hojné zbytky metamorfního pláště tvořeného rulami až migmatity, bazickými horninami a vápenatosilikátovými horninami až amfibolity. Enklávy představují reliktův metasedimentů, jejichž materiál byl derivován ze starší kontinentální kůry aktivního kontinentálního okraje Gondwany (FINGER *et al.* 2000).

Metamorfni vývoj pláště brněnského batolitu byl studován poměrně málo. Řada prací se věnovala pouze petrografickému popisu nebo krátkému zhodnocení dílčích problémů metamorfózy (CIMBÁLNÍK 1976; DUDEK 1980; ŠTELCL a WEISS 1986; HANŽL *et al.* 1999). Nicméně z těchto prací vyplývá, že metamorfované horniny v západní části brněnského batolitu prošly polyfázovým metamorfním vývojem, který z velké části probíhal během kadomské orogeneze (DUDEK 1980; HANŽL *et al.* 1999).

Kadomská metamorfóza neměla v celém brunovistuliku stejný charakter (DUDEK 1995; HANŽL *et al.* 1999; FINGER *et al.* 2000b). Intenzita regionální metamorfózy kolísala od amfibolitové facie až po facii zelených břidlic (M1). Regionální metamorfóza byla místy částečně překryta kontaktní metamorfózou (M2), která provázela intruzi kadomských granitoidů (DUDEK 1980; DUDEK 1995). Během variské orogeneze většinu hornin brněnského batolitu postihla metamorfóza (M3), která dosáhla maximálně podmínek facie zelených břidlic (DUDEK 1995, BURIÁNEK 2005).

Geologický vývoj velké části hornin brunovistulika je díky polyfázové metamorfóze poměrně složitý. Jednotlivé fáze metamorfního vývoje můžeme interpretovat jen s využitím výsledků studia více horninových typů, neboť horniny s různým chemickým složením reagují na metamorfózu odlišně. Velmi účinná se v tomto směru ukazuje kombinace údajů z metapelitů a vápenatosilikátových hornin. Minerální asociace vápenatosilikátových hornin je poměrně citlivá na změny aktivity  $H_2O$  ve fluidní fázi, která koexistuje s horninou během její metamorfózy (např. FERRY 1991, 1994). Aby bylo možné tyto údaje interpretovat, musíme znát teplotu nebo tlak během metamorfózy. Vápenatosilikátové horniny tvoří společně s migmatizovanými rulami rozsáhlé enklávy o délce mnohdy překračující i jeden kilometr. V některých případech společně s metasedimenty vystupují také metamorfované bazické horniny (metagabra). Kombinace studia těchto různých horninových typů umožnila detailněji interpretovat metamorfni vývoj enkláv v biotitických granodioritech dyjského teránu.

## 2. Přehled předchozích výzkumů

Metamorfni plášť brněnského batolitu byl krátce charakterizován již ZAPLETÁLEM (1929), který zde zjistil erlany a rohovcové ruly s cordieritem. WEBER (1950) vyčlenil v metamorfovaném plášti různé typy rohovců, amfibolity, erlany a migmatity. Později byly tyto horniny podrobněji petrograficky charakterizovány řadou popisných prací (např. ŠTELCL a WEISS 1986, MUSILOVÁ 1968). Podle HÁJKA (1979) je plošně paralelní stavba granitoidů konformní s metamorfni a vrásovou stavbou metamorfovaných hornin. Charakterem a průběhem metamorfózy se většina autorů zabývala jen okrajově a většina těchto výsledků je shrnuta v publikacích CHÁBA a SUKA (1977) nebo DALLMEYERA *et al.* (1995). Podmínky kadomské regionální metamorfózy (M1) interpretovali HANŽL *et al.* (1999) jako střednětlakou barrovienskou metamorfózu. Vychází přitom z minerálních asociací metapelitů na lokalitě Skalka (nedaleko Omic), kde byl nalezen kyanit.

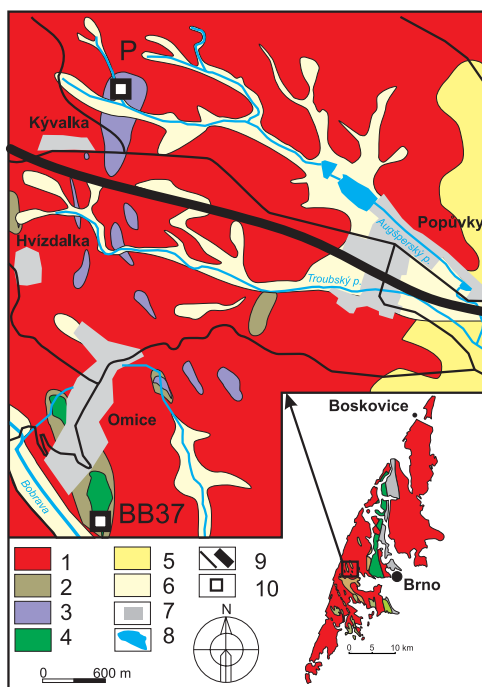
HANŽL a BURIÁNKOVÁ (1998) popsali metagabra, která tvoří drobná tělesa v metasedimentech pláště brněnského masivu v lomu u Omic a zjistili, že se po stránce chemické liší od metagaber uzavřených v bitešské ortorule.

Vápenatosilikátové horniny z většiny studovaných výskytů byly jen stručně petrograficky charakterizovány (CIMBÁLNÍK 1976; ŠTELCL a WEISS 1986). Větší pozornost autoři věnovali pouze lokalitám Popůvky a Moravské Bránice, které jsou mineralogicky zajímavé. Například z Popůvek BURKART (1953) uvádí celou řadu minerálů (např. diopsid, hessonit, epidot, vesuvian, wollastonit, turmalín, natrolit, prehnit). Tyto dvě lokality se od sebe liší intenzitou procesů skarnizace a migmatizace (NOVÁK 1977, 1979, 1980; STANĚK a NOVÁK 1978; HOUZAR *et al.* 1997). Na lokalitě Moravské Bránice předpokládá (NOVÁK 1977, 1979, 1980) poměrně složitý vývoj mineralizace. Nejdříve byly vápenatosilikátové horniny postiženy migmatizací. Na polohy metatektu je také vázána intenzivní skarnizace. Granodio-

rity i metatekt byly také postiženy mikroklinizací. Naproti tomu vápenatosilikátové horniny z lokality Popůvky byly postiženy skarnizací jen slabě a mineralizace je vázána na polohy které vznikly metamorfózou slínovců a vápenců (NOVÁK 1977, 1979, 1980).

### 3. Geologická pozice

V severní části dyjského teránu se enklávy vyskytují hlavně v biotitických granodioritech tetčické suity (CIMBÁLNÍK 1976; LEICHMANN a HOCK 2008). Vápenatosilikátové horniny (erlany a skarnoidy) vystupují v brněnském batolitu jako enklávy s délkou pod jeden km a šířkou i stovky metrů. Skarnoidy tvoří polohy a drobná tělesa často na okrajích nebo uvnitř těles erlanů. Nejlépe jsou skarnoidy vyvinuty na lokalitách Popůvky a Moravské Bránice (NOVÁK 1977). Velmi často, zvláště na okrajích těles vápenatosilikátové horniny do amfibolitů přechází. Někdy vystupují společně s biotitickými až muskovit-biotitickými migmatity a rulami, které mohou také tvořit samostatné enklávy o velikosti od několika cm do několika km. Enklávy metagabber bývají jen malých rozměrů (maximálně několik stovek metrů) a někdy vystupují společně s rulami a migmatity (obr. 1). Pro studium byly vybrány vzorky ze všech hlavních horninových typů budujících enklávy (tab. 1).



Obr. 1. Zjednodušená geologická mapa okolí studované oblasti: 1) biotitické až amfibol-biotitické granodiority, 2) migmatizované ruly, 3) vápenatosilikátové horniny, 4) diority až metagabra, 5) spraše, 6) sva-hoviny a fluvialní sedimenty, 7) vesnice, 8) potoky a rybníky 9) silnice a dálnice, 10) lokalita (P = vzorky P1, P2, P16, P17 a BB37 = vzorky BB37A, BB37B, BB37x).

Fig. 1. Simplified geological map of the studied area: 1) biotite to amphibol-biotite granodiorite, 2) migmatitized gneisses, 3) calc-silicate rocks, 4) diorite to gabbros, 5) losses, 6) colluvial and fluvial deposits, 7) village, 8) streams and ponds, 9) roads and highway, 10) locality (P = samples P1, P2, P16, P17 and BB37 = samples BB37A, BB37B, BB37x).

Lom u obce Omice je založen v poměrně rozsáhlé enklávě metamorfovaných hornin obklopené biotitickými až amfibol-biotitickými granodiority tetčické suity. Cordierit-bioti-

tické migmatity stejně jako muskovit-biotitické ruly bývají provrášněné. Mezi migmatity po stránce texturní převažují nebulity, stromatity, oftalmity a méně často agmatity. Amfibolická až amfibol biotitická metagabra. Horniny metamorfní enklávy bývají proráženy žilami biotitických granitů a pegmatitu. Pro srovnání byly studovány stromatitické migmatity z lokality Ořečov. Také v tomto případě vzorky pochází z až několik stovek metrů velké enklávy muskovit-biotitických migmatitů obklopené biotitickými granodiority tetčické suity.

Studované těleso skarnoidů se nachází severozápadně od Popůvek nedaleko osady Kývalka. Těleso má oválný tvar a je z velké části překryto svahovinami. Zdejší vápenatosilikátové horniny byly v minulosti těženy několika drobnými lomy, které jsou dnes zaniklé. Drobné výchozy se vyskytují pouze v údolí jednoho z přítoků Augšperského potoka. Naprosto převažují erlany s minerální paragenézí (Amp + Pl + Px + Qtz ± Cal ± Qtz ± Czo/Ep). Jen lokálně se v těchto vápenatosilikátových horninách objevují tělesa skarnoidů (Cpx ± Grt ± Ves ± Wo ± Cal ± Qtz ± Pl ± Kfs ± Czo) o mocnosti od několika cm do několika m. Většina horniny je páskovaná, přičemž jednotlivé pásy se od sebe odlišují obsahem granátu, draselného živce, amfibolu nebo kalcitu. Jejich mocnost se většinou pohybuje od několika mm do několika dm a velmi často bývají složitě zvrásněné.

Tabulka 1. Minerální asociace a lokalizace studovaných vzorků hornin.

Table 1. Mineral assemblage and localization of studied rock samples.

Číslo	Lokalita	Hornina	Minerální složení
P1a	Popůvky	erlan	Pl, Cpx, Qtz, Ttn, Pmp, Prh
P1b	Popůvky	pegmatit	Pl, Kfs, Amp, Bt, Chl, Prh, Qtz
P2	Popůvky	erlan	Pl, Kfs, Amp, Ttn, Cpx, Zo, Prh
P16	Popůvky	skarnoid	Cal, Grt, Ves, Cpx, Pl Czo, Zo, Qtz, Pmp, Prh, Wo
P17	Popůvky	skarnoid	Cal, Pl, Kfs, Grt, Ves, Cpx, Czo, Zo, Qtz, Prh
BB37A	Omice	Gabro	Pl, Amp, Bt, Qtz, Chl, Prh, Pmp, Qtz
BB37B	Omice	migmatit	Qtz, Pl, Kfs, Bt, Cdr, Sill, Grt, Ms, Chl
BB37x	Omice	rula	Qtz, Pl, Bt, Ms, Grt, Sill, Kfs

#### 4. Metodika

Pro studium byly zvoleny dvě lokality, které dobře reprezentují hlavní horninové typy tvořící enkláv v granodioritech. Na lokalitě Popůvky bylo odebráno 5 vzorků erlanů a skarnoidů a 3 vzorky metasedimentů a metagaber z lomu u obce Omice (tab. 1). Lokalita Omice se nachází relativně blízko od studované lokality vápenatosilikátových hornin a je téměř jisté, že horniny z obou lokalit prodělaly stejný metamorfní vývoj. Pro doplnění byla znovu vyhodnocena starší data a zpracovány výbrusy z lokality Ořečov (BURIÁNEK 2005).

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 (Laboratoř elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, Ústav geologických věd PŘF MU a Česká geologická služba). Měření probíhalo ve vlnové disperzním módu za následujících analytických podmínek: urychlovací napětí 15 kV; průměr elektronového svazku 5 μm, 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 – olivin, 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 PICHOR 1985).

Empirický vzorec amfibolů byl přepočten na 23 kyslíků a poměr Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> byl odhadnut metodou 13 eCNK (SCHUMACHER 1996). Názvy amfibolů vychází z platné klasifikace (LEAKE *et al.* 1997) a pyroxeny jsou klasifikovány podle MORIMOTA *et al.* (1988). Granáty byly přepočteny na 12 O, Fe<sup>2+</sup> a Fe<sup>3+</sup> bylo rozpočteno na základě stechiometrie (Si + B-pozice = 5). Vesuvian byl přepočten na 78 O. Empirické vzorce minerálů epidotové skupiny, pehnitu a pumpellyitu jsou přepočteny na 12,5 aniontů. Krystalochemické vzorce slíd jsou

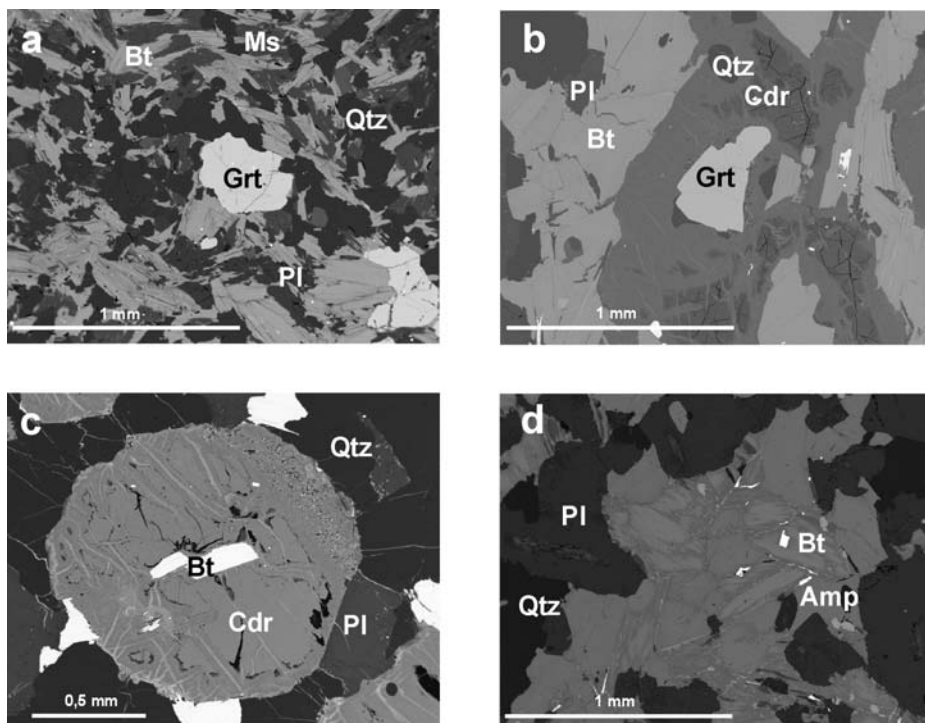
vypočteny na 20 O + 4 (OH + F), chloritu na 20 O + 16 (OH + F). Empirické vzorce živců byly přepočteny na 8 atomů kyslíku. Použité zkratky minerálů jsou podle KRETZE (1983).

Při výpočtech P-T podmínek metamorfózy pro minerální asociace studovaných hornin byl použit program THERMOCALC 3.25 (POWELL a HOLLAND 1994). Aktivitní koeficienty byly vypočteny programem AX (HOLLAND a POWELL 1998). Výpočty byly prováděny z matrix migmatitů a rul. Metamorfní reakce zobrazené na obrázcích 4 a 5 byly počítány pro koncové členy (např. diopsid nebo grosulár). V některých případech byly aktivity těchto koncových členů upraveny podle reálných analýz ze studovaných vzorků (viz. obr. 4).

## 5. Petrografie

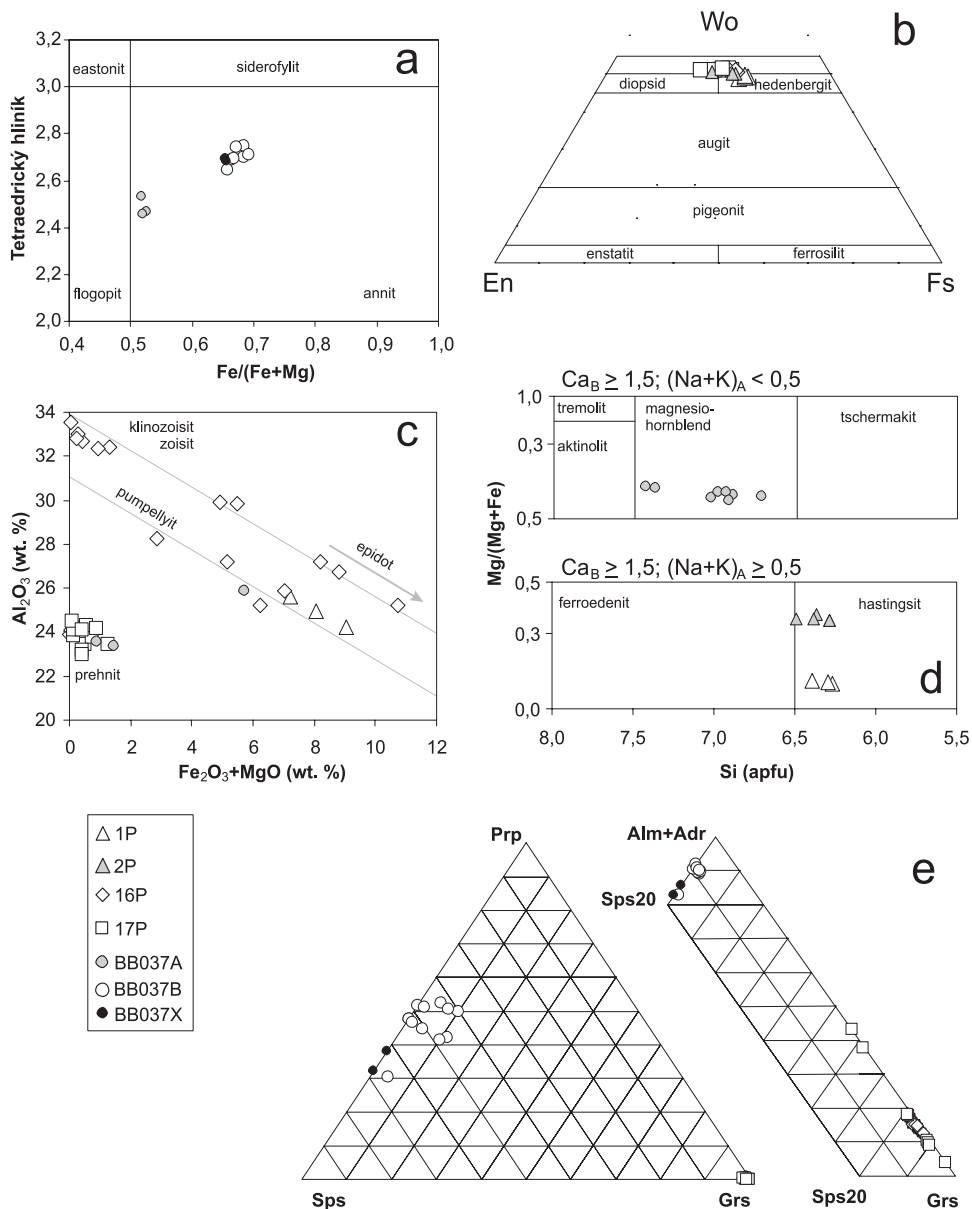
### Muskovit-biotitické až biotitické ruly s různým stupněm migmatitizace

V lomu Omice vystupují muskovit-biotitické a biotitické ruly s různým stupněm migmatitizace. Většina migmatitů má minerální asociaci Qtz + Pl + Bt + Crd + Sil + Kfs ± Ms, avšak muskovit-biotitické ruly zachovaly starší minerální asociaci Qtz + Pl + Bt + Grt + Sil + Ms ± Kfs ± Ky (obr. 2a). Pro podrobnější studium byly zvoleny dva vzorky: středně zrnitá, muskovit-biotitická rula (obr. 2a) a stromatitický cordierit-biotitický migmatit (obr. 2 b, c).



Obr. 2. Metapelite a metagabro z lomu u Omice (BSE snímky): (a) muskovit-biotitická rula s granátem (vzorek BB073C), (b) melanosom z cordierit-biotitického migmatitu (vzorek BB073B), (c) zrno cordieritu v poloze leukosomu z cordierit-biotitického migmatitu se sillimanitem (vzorek BB073B), (d) částečně chloritizovaný biotit z křemenného metagabra (vzorek BB073A).

Fig. 2. Metapelites and metagabbro from quarry near Omice (BSE-images): (a) muscovite-biotite gneiss with garnet (sample BB073C), (b) melanosome from cordierite-biotite migmatite (sample BB073B), (c) cordierite grain from leucosome layer in cordierite-biotite migmatite with sillimanite (sample BB073B), (d) Partially chloritized biotite from quartz gabbro (sample BB073A).



Obr. 3. Chemické složení vybraných minerálů z vápenatosilikátových hornin, metapelitů a gaber: (a) diagram tetraedrický hliník vs.  $X_{Fe}$  pro biotity; (b) klasifikační diagram pro Ca - Mg - Fe pyroxeny (MORIMOTO *et al.* 1988); (c) diagram  $Al_2O_3$  vs.  $Fe_2O_3+MgO$  pro minerály epidotové skupiny, prehnity, pumpellyity; (d) klasifikační diagramy pro amfiboly (LEAKE *et al.* 1997); (e) trojúhelníkové diagramy Grs - Sps - Prp a Grs - Sps - Alm+Adr pro granáty.

Fig. 3. Chemical composition selected minerals calc-silicate rocks, metapelites and metagabros: (a) diagram tetrahedral aluminium vs.  $X_{Fe}$  for biotites; (b) classification diagram of Ca - Mg - Fe pyroxenes (MORIMOTO *et al.* 1988); (c) diagram  $Al_2O_3$  vs.  $Fe_2O_3 + MgO$  for epidote group minerals, prehnites, pumpellyites; (d) classification diagrams of amphiboles (LEAKE *et al.* 1997); (e) ternary diagrams Grs - Sps - Prp and Grs - Sps - Alm + Adr for garnets.

Muskovit-biotitické ruly bývají migmatitizovány slabě nebo nejsou migmatitizovány vůbec. Plagioklas má nevýraznou zonálnost ( $An_{16-17}$ ) a draselný živec se vyskytuje jen vzácně jako drobná xenomorfní zrna ( $Ab_2$ ). Kyanit tvoří v některých muskovit-biotitických rulách až 0,2 mm velká hypautomorfní zrna s nevýraznou stěpností. Biotit a muskovit vytváří tlusté lupinky nebo drobné lupenité agregáty uspořádané souhlasně s foliací. Chemické složení biotitu z rul a migmatitů se příliš neliší (obr. 3a). Zrna granátu (tab. 3) mají nevýraznou difuzní zonálností ( $Alm_{76-80}$   $Sps_{8-15}$   $Prp_{7-10}$   $Grs_{0-2}$   $Adr_{0-2}$ ). Střed zrna je homogenní a na okrajích je patrný pokles almandinové a pyropové komponenty, který je provázen růstem obsahu spessartinové komponenty.

Stromatitický migmatit obsahuje světlý leukosom bohatý na živce a křemen a tmavý melanosom s vysokým obsahem biotitu. Leukosom se v migmatitech koncentruje do až několik cm mocných pásků tvořených hlavně křemenem, plagioklasem a draselným živcem ( $Ab_{8-9}$ ). Draselný živec má někdy na okrajích vyvinuty myrmekity a obsahuje četné protáhlé perthity ( $An_1$ ). V leukosomu mívají zrna nevýraznou oscilační zonálnost ( $An_{25-26}$ ) a často jsou na okrajích lemována tenkou zónou kyselého plagioklasu ( $An_{16}$ ). Migmatity obsahují až několik cm mocné pásky melanosomu, který má nevýrazně paralelní granolepidoblastickou stavbu. Undulósně zhášeující křemen je xenomorfní. Hypautomorfní až xenomorfní zrna plagioklasu (tab. 2) o velikosti kolem 0,4 mm bývají polysynteticky zdvojitá a místy obsahují inkluze biotitu. V melanosomu migmatitu jsou plagioklasy většinou nezonální ( $An_{26}$ ) a draselný živec ( $Ab_8$ ) tvoří xenomorfní zrna o velikosti maximálně 2 mm. Biotit je přítomen jako izolované lupinky nebo lupenité agregáty o délce až 1 mm. Často je uspořádán paralelně s foliací. Biotit bývá chemicky poměrně homogenní ( $X_{Fe} = 0,65-0,69$ ;  $Al^{IV} = 2,7-2,8$  apfu). Muskovit ( $X_{Fe} = 0,56-0,60$ ) tvoří bezbarvé lupinky o podobné velikosti jako biotit. Izometrická až xenomorfní zrna granátu dosahují velikosti kolem 0,2 mm a často obsahují četné inkluze křemene, který se koncentruje hlavně v centrální části porfyroblastů. Vzácně jsou přítomny drobné inkluze biotitu.

Tabulka 2. Reprezentativní chemické složení živečů.

Table 2. Representative chemical composition of feldspars.

Vzorek Minerál	1P 26	16 P1 92	P2 104	P2 105	P2 106	17 P2 71	17 P2 121	BB 37X 8	BB37B 31	BB37B 38	BB37A 23	BB37A 20
SiO <sub>2</sub>	65,38	53,42	54,89	55,39	53,31	68,91	64,82	63,97	64,04	67,46	56,58	52,61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,14	0,05	0,18	0,01	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,44	29,48	28,23	27,64	28,83	19,26	18,17	22,84	21,80	19,55	26,38	29,52
FeO	0,03	0,08	0,48	0,21	0,25	0,02	0,02	0,03	0,30	0,18	0,00	0,00
CaO	0,00	12,31	10,77	10,23	12,34	0,04	0,00	3,81	3,25	0,13	9,16	12,68
Na <sub>2</sub> O	0,62	4,72	5,70	6,12	4,93	11,67	0,26	9,97	9,59	10,72	6,51	4,57
K <sub>2</sub> O	15,83	0,18	0,11	0,15	0,15	0,05	16,55	0,19	0,12	1,02	0,09	0,06
BaO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,07	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00
SrO	0,07	0,00	0,08	0,04	0,06	0,07	0,07	0,00	0,06	0,03	0,14	0,14
Suma	100,30	100,19	100,17	99,74	99,82	99,96	99,82	100,94	99,14	99,23	98,72	99,45
Si	3,003	2,417	2,472	2,504	2,422	3,007	3,003	2,804	2,844	2,973	2,572	2,400
Al	0,998	1,572	1,498	1,473	1,544	0,990	0,992	1,180	1,141	1,016	1,414	1,587
Fe <sup>3+</sup>	0,001	0,003	0,018	0,008	0,009	0,001	0,001	0,001	0,011	0,007	0,000	0,000
K	0,928	0,011	0,007	0,009	0,009	0,003	0,978	0,011	0,007	0,057	0,005	0,003
Na	0,055	0,414	0,497	0,537	0,434	0,987	0,024	0,848	0,825	0,916	0,573	0,404
Ca	0,000	0,589	0,513	0,489	0,593	0,002	0,000	0,176	0,152	0,006	0,440	0,612
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000
Sr	0,002	0,000	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,000	0,001	0,001	0,004	0,004
ΣKat.	4,988	5,005	5,006	5,021	5,013	4,992	5,001	5,020	4,981	4,979	5,009	5,009
An	0	58	50	47	57	0	0	17	15	1	43	60
Ab	6	41	49	52	42	100	2	82	84	94	56	40
Or	94	1	1	1	1	0	98	1	1	6	1	0

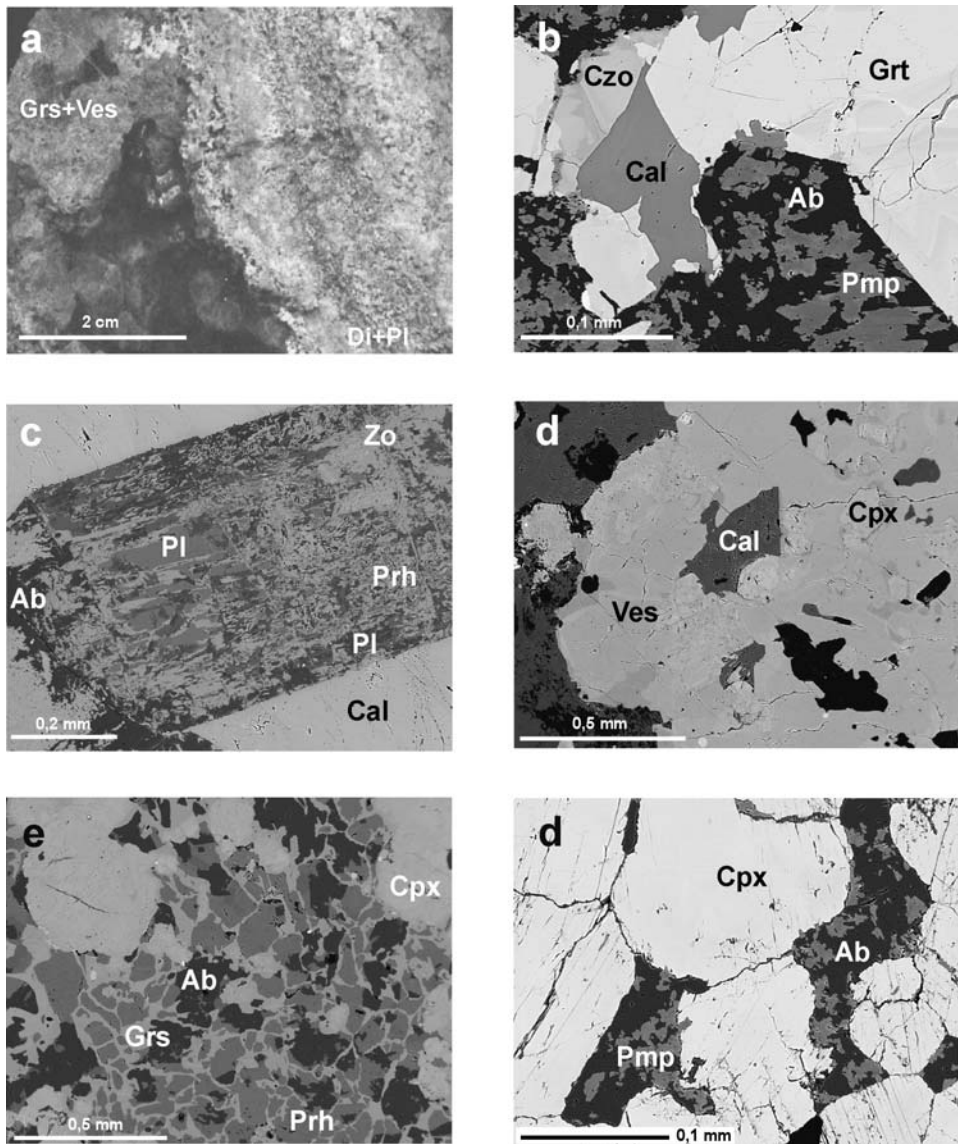
Tabulka 3. Reprezentativní chemické složení granátů a vesuvianů.

Table 3. Representative chemical composition of garnets and vesuvianites.

Vzorek Minerál	16 P1 Grt	16 P1 Grt	16 P1 Grt	16 P1 Grt	16 P1 Grt	17 P2 Grt	17 P2 Grt	BB 37X Grt	BB37B Grt	17 P2 Ves	17 P2 Ves
SiO <sub>2</sub>	39,38	39,00	38,71	39,00	38,68	39,57	37,25	36,63	36,74	36,03	36,12
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,10	0,17	0,12	0,35	0,00	0,96	0,02	0,01	2,58	3,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,61	19,47	19,65	19,83	19,85	20,73	12,95	20,88	20,96	15,91	15,50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>calc</sup>	3,81	5,33	5,74	4,90	4,99	3,29	12,30	1,13	0,49	-	-
FeO <sup>calc</sup>	0,86	1,39	1,01	1,72	0,44	0,46	0,00	32,70	36,36	4,46	4,48
MnO	0,31	0,45	0,39	0,46	0,34	0,27	0,18	6,93	3,37	0,13	0,04
MgO	0,08	0,08	0,10	0,09	0,06	0,02	0,01	1,86	1,69	1,43	1,31
CaO	35,77	34,97	35,08	34,67	35,76	36,29	36,77	0,61	0,80	34,80	34,89
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,03	0,16	0,21
Y <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,16	0,05
F	0,05	0,10	0,08	0,12	0,22	0,06	0,36	0,00	0,00	1,60	1,16
Suma	100,88	100,89	100,94	100,95	100,70	100,71	100,78	100,75	100,53	97,25	97,25
Si	2,972	2,964	2,941	2,960	2,937	2,984	2,912	2,968	2,982	18,391	18,539
Ti	0,000	0,005	0,010	0,007	0,020	0,000	0,056	0,001	0,000	0,992	1,348
Al	1,833	1,744	1,760	1,774	1,776	1,842	1,193	1,993	2,005	9,570	9,376
Fe <sup>3+</sup>	0,216	0,305	0,328	0,280	0,285	0,187	0,723	0,069	0,030	-	-
Cr	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	-	-
Mg	0,009	0,009	0,011	0,010	0,007	0,002	0,001	0,224	0,204	1,086	1,000
Fe <sup>2+</sup>	0,054	0,088	0,064	0,109	0,028	0,029	0,000	2,216	2,468	1,902	1,922
Mn	0,019	0,029	0,025	0,029	0,022	0,017	0,012	0,475	0,232	0,056	0,017
Ca	2,892	2,848	2,856	2,819	2,909	2,931	3,080	0,053	0,069	19,034	19,187
Na	0,000	0,001	0,000	0,003	0,002	0,004	0,000	0,000	0,004	0,157	0,206
Y	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,142	0,046
F	0,011	0,024	0,019	0,029	0,053	0,013	0,090	0,000	0,000	2,581	1,888
ΣKat.	7,997	7,993	7,995	7,992	7,987	7,996	7,977	8,000	7,999	53,911	53,528
Alm	2	3	2	3	0	1	0	75	83	-	-
Adr	11	15	17	14	15	9	38	2	2	-	-
Grs	86	81	80	81	84	89	62	0	1	-	-
Prp	0	0	0	0	0	0	0	8	7	-	-
Sps	1	1	1	1	1	1	0	16	8	-	-

Chemicky je granát (tab. 3) poměrně homogenní (Alm<sub>75-84</sub> Sps<sub>8-16</sub> Prp<sub>7-8</sub> Grs<sub>0-2</sub> Adr<sub>0-2</sub>) s typickou difuzní zonálností. Sillimanit většinou vytváří jehlicovité krystaly zarostlé v křemenu nebo slídkách. V některých vzorcích migmatitů jsou poměrně hojná oválná zrna cordieritu. Cordierit se vyskytuje v polohách leukosomu i melanosomu (obr. 2b) a velmi často uzavírá jehlice sillimanitu a drobné lupínky biotitu, vzácně může cordierit také uzavírat xenomorfní zrna granátu a křemene. V leukosomu tvoří oválná zrna (obr. 2c) a v melanosomu je většinou xenomorfní. S narůstajícím zastoupením cordieritu v hornině obvykle klesá obsah granátu. Analyzovaná zrna odpovídají svým chemickým složením již sekaninaitu (Al = 3,95–3,97 apfu; X<sub>Fe</sub> = 0,53–0,55) a bývají velmi často zonální, kdy směrem od středu k okrajům můžeme pozorovat růst poměru X<sub>Fe</sub>. Jako poměrně hojné akcesorické minerály se objevují apatit, zirkon a monazit. Někdy jsou přítomny drobné listy nebo oválná zrna ilmenitu a xenomorfní zrna pyritu. Ilmenit bohatší na pyrofanitovou komponentu (9–11 mol. %) často obsahuje odmišleniny ilmenitu s nízkým obsahem Mn (pod 1 mol. %





Obr. 4. Vápenatosilikátové horniny z lokality Popůvky: (a) páskovaný skarnoid (vzorek P3); (b) klintozoisit a kalcit částečně zatlačené granátem (BSE snímek, vzorek P16); (c) plagioklas zatlačovaný prehnitem, zoisitem a albitem (BSE snímek, vzorek P16); (d) vesuvianit obsahuje inkluze klinopyroxenu a kalcitu (BSE snímek, vzorek P17); (e) granát obklopuje prehnit (BSE snímek, vzorek P17); (f) plagioklas v pyroxenickém erlanu je zatlačován pumpellyitem (BSE snímek, vzorek P1).

Fig. 4. Calc-silicate rocks from locality Popůvky: (a) banded skarnoid (sample P3); (b) clinozoisite and calcite partially replaced by garnet (BSE image, sample P16); (c) plagioclase replaced by prehnite, zoisite and albite (BSE image, sample P16); (d) vesuvianite contains inclusions of the clinopyroxene and calcite (BSE image, sample P17); (e) garnet rimmed prehnite (BSE image, sample P17); (f) pumpellyite replace plagioclase in the pyroxene calc-silicate rock.

Tabulka 4. Reprezentativní chemické složení amfibolů a pyroxenů.

Table 4. Representative chemical composition of amphiboles and pyroxenes.

Vzorek	1P	2P	2P	BB37A	BB37A	1P	16P	2P	2P	17P
Minerál	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO <sub>2</sub>	39,14	39,60	40,60	46,38	46,99	50,97	50,54	50,58	51,27	50,76
TiO <sub>2</sub>	1,39	1,06	1,01	1,24	1,21	0,03	0,04	0,06	0,02	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,46	11,29	11,01	7,58	7,56	0,36	0,51	0,73	0,20	0,29
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,03	0,02	0,01	0,05	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00
FeO <sup>calc</sup>	24,49	19,72	19,75	13,13	12,91	17,64	15,19	16,10	13,07	15,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>calc</sup>	5,93	3,65	3,38	4,96	4,81	0,98	2,16	1,22	1,33	1,38
MnO	1,24	0,18	0,20	0,48	0,44	0,43	0,55	0,37	0,35	0,36
MgO	1,56	5,93	6,08	10,78	11,02	6,68	7,18	7,23	9,10	7,36
CaO	10,79	12,01	11,93	11,61	11,65	23,51	24,56	23,67	24,43	24,31
Na <sub>2</sub> O	1,58	1,27	1,28	1,08	0,93	0,19	0,10	0,18	0,09	0,10
K <sub>2</sub> O	1,68	2,15	2,10	0,52	0,51	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02
H <sub>2</sub> O*	1,88	1,90	1,92	2,03	2,05	-	-	-	-	-
Cl	0,58	0,74	0,68	0,07	0,06	-	-	-	-	-
F	0,36	0,55	0,59	0,12	0,09	-	-	-	-	-
O=F,Cl	-0,28	-0,39	-0,40	-0,07	-0,05	-	-	-	-	-
Suma	100,78	99,67	100,14	99,94	100,22	100,83	100,85	100,15	99,86	100,14
Si	6,296	6,282	6,387	6,894	6,937	1,983	1,959	1,971	1,979	1,977
<sup>IV</sup> Al	1,704	1,718	1,613	1,106	1,063	0,016	0,023	0,029	0,009	0,013
<sup>VI</sup> Al	0,278	0,392	0,429	0,222	0,252	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000
Ti	0,168	0,127	0,120	0,138	0,134	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000
Fe <sup>3+</sup>	0,718	0,436	0,400	0,555	0,535	0,029	0,063	0,036	0,038	0,040
Cr	0,000	0,004	0,003	0,001	0,006	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>2+</sup>	3,294	2,616	2,598	1,632	1,593	0,574	0,492	0,524	0,422	0,506
Mg	0,374	1,401	1,425	2,390	2,425	0,388	0,415	0,420	0,523	0,428
Mn	0,168	0,024	0,026	0,061	0,055	0,014	0,018	0,012	0,011	0,012
Ca	1,859	2,041	2,011	1,849	1,842	0,980	1,020	0,988	1,010	1,015
Na	0,494	0,390	0,390	0,312	0,265	0,014	0,008	0,013	0,006	0,008
K	0,344	0,434	0,422	0,098	0,096	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
Cl	0,159	0,198	0,180	0,017	0,015	-	-	-	-	-
F	0,182	0,273	0,293	0,058	0,043	-	-	-	-	-
ΣKat.	15,696	15,865	15,823	15,259	15,203	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

pyrofanitové komponenty). Místy jsou přítomny drobné krystalky automorfního až hypautomorfního turmalínu. Horniny velmi často nesou známky výrazných retrográdních přeměn. Cordierit bývá částečně nebo zcela pinitizovaný. Běžné jsou oválné pseudomorfozy až 1 mm velké, tvořené hlavně lupinky muskovitu a biotitu. Někdy jsou v centrech těchto pseudomorfoz drobné akumulace pinitu (směs chloritu a sericitu). Biotit je často na okrajích postižen chloritizací a živce bývají slabě sericitizované.

Druhá studovaná lokalita migmatitů leží v jihovýchodní části Ořechova (část Tikovice). Zdejší středně zrnité zvrásněné stromatitické migmatity mají minerální paragenezi: Qtz + Pl + Ms + Bt + Sil + Grt ± Crd. Po cordieritu dnes nacházíme drobné pseudomorfozy sekundárních minerálů (pinit, muskovit). Izometrická zrna granátu (Alm<sub>80-83</sub> Sps<sub>5-10</sub> Prp<sub>7-9</sub> Adr<sub>3-4</sub>) o velikosti do 0,5 mm mají nevýraznou difuzní zonálnost charakterizovanou poklesem pyropové komponenty, který je provázen růstem spessartinové komponenty směrem k okrajům. Plagioklasy většinou nevykazují zřetelnou zonálnost (An<sub>7-10</sub>). V polo-

hách leukosomu je hojný muskovit a biotit. Chemické složení biotitů leží v poli annitu ( $X_{\text{Fe}} = 0,68-0,69$ ;  $\text{Al}^{\text{IV}} = 2,6-2,7$  apfu). Lupínky muskovitu ( $X_{\text{Fe}} = 0,52-0,67$ ) v základní hmotě mají poněkud menší velikost než biotity.

### Amfibolická metagabra až biotit-amfibolická křemenná metagabra

Metagabra z lomu v Omicích jsou středně až hrubě zrnité horniny, světle až tmavě šedé barvy, tvořené hlavně hypautomorfním plagioklasem, amfibolem a biotitem. Obsahy těchto tří minerálů se mohou v jednotlivých vzorcích měnit.

Hrubozrnná metagabra se skládají téměř výhradně z amfibolu a některé vzorky může dokonce petrograficky klasifikovat jako hornblendity (HANŽL a BURIÁNKOVÁ 1998). Hrubozrnná mafická až ultramafická metagabra obsahují hypautomorfní až xenomorfní zrna amfibolu (71–95 mod. %), která jsou na okrajích zatlačována chloritizovaným biotitem a jehlicovitým aktinolitem. Xenomorfní plagioklas je přítomen v malém množství a bývá postižen sekundárními přeměnami. Běžnými akcesorickými minerály jsou apatit a opakní minerály.

Středně zrnitá biotit-amfibolická metagabra až křemenná metagabra jsou světlejší a obsahují 40–70 mod. % amfibolu. Hypautomorfní amfibol (tab. 4) chemicky odpovídá magnesiohornblendu ( $\text{Si} = 6,72-7,02$  apfu;  $X_{\text{Fe}} = 0,39-0,43$ ). Na okrajích zrn amfibolu bývá místy vyvinuta nepravidelná zóna s vyšším obsahem Si ( $\text{Si} = 7,37-7,43$  apfu;  $X_{\text{Fe}} = 0,62-0,63$ ). Plagioklas má někdy nevýraznou oscilační zonálnost, avšak většinou má jednoduchou normální zonálnost ( $\text{An}_{42-60}$ ). Bazické středy bývají v důsledku sekundárních přeměn nahrazeny směsí sericitu, albitu a prehnitu (tab. 5). Vzácně se objevuje mezi produkty přeměn plagioklasu Al-pumpellyit ( $X_{\text{Fe}} = 0,32$ ). Biotit (obr. 3a) svým chemickým složením leží poblíž hranice mezi annitem a flogopitem ( $X_{\text{Fe}} = 0,52-0,53$ ,  $\text{Al}^{\text{IV}} = 2,5-2,6$  apfu) a tvoří až 2 mm dlouhé lupínky a bývá postižen intenzivní chloritizací (obr. 2d). Chlorit svým chemickým složením odpovídá klinochloru ( $X_{\text{Fe}} = 0,48-0,53$ ;  $\text{Al} = 4,2-5,0$  apfu). Podél ploch odlučnosti chloritu se objevují protáhlá vřetenovitá zrna prehnitu, albitu ( $\text{An}_{0-1}$ ) a draselného živce ( $\text{An}_2$ ). Často se také jako vedlejší nebo akcesorický minerál objevuje křemen. Titanit tvoří drobné krystalky v základní hmotě metagaber nebo jako drobné zrnité agregáty, které jsou součástí produktů přeměny biotitu.

Tabulka 5. Reprezentativní chemické složení pumpellyitů, prehnitů a mineralů epidotové skupiny.

Table 5. Representative chemical composition of pumpellyite, prehnite and minerals epidote group.

Vzorek Minerál	1P Pmp	16P Pmp	16P Zo	16P Czo	16P Czo	16P Prh	17P Prh	BB37A Prh
SiO <sub>2</sub>	37,79	37,77	39,37	37,94	38,86	43,89	44,25	42,96
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,02	0,00	0,06	0,12	0,01	0,03	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,97	25,90	32,68	27,23	29,91	24,11	23,17	23,39
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>celk</sup>	6,53	5,57	0,41	8,19	4,89	0,03	0,42	1,44
MnO	0,03	0,04	0,04	0,05	0,08	0,02	0,00	0,05
MgO	1,54	1,48	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00
CaO	22,95	23,89	25,32	24,55	24,83	27,37	28,29	27,81
Suma	93,85	94,66	97,85	98,05	98,73	95,44	96,17	95,67
Si	3,066	3,037	2,998	2,969	2,979	3,433	3,451	3,383
Ti	0,002	0,001	0,000	0,004	0,007	0,001	0,002	0,001
Al	2,388	2,454	2,932	2,511	2,703	2,223	2,130	2,170
Cr	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>3+</sup>	0,399	0,337	0,023	0,482	0,282	0,002	0,025	0,086
Mn	0,002	0,002	0,003	0,003	0,005	0,001	0,000	0,004
Mg	0,186	0,177	0,003	0,001	0,003	0,001	0,000	0,000
Ca	1,995	2,058	2,065	2,059	2,039	2,294	2,363	2,346
ΣKat.	8,038	8,066	8,024	8,030	8,021	7,954	7,970	7,989

## Vápenatosilikátové horniny, místy s amfibolem (erlany)

Převažující vápenatosilikátové horniny (erlany) jsou středně zrnité, šedozeleň s granoblastickou strukturou. Velmi často se objevují páskované horniny. Světlé a tmavé pásy mají mocnost až několik cm.

Světlé pásy se skládají hypautomorfního klinopyroxenu, který může tvořit až 95 mod. % horniny. Diopsid až hedenbergit ( $X_{\text{Fe}} = 0,47-0,62$ ) je charakterizován nevýraznou oscilační zonálností (obr. 3b). Chemické složení xenomorfních až hypautomorfních plagioklasů může v jednotlivých páscích mírně kolísat ( $\text{An}_{46-62}$ ). V některých partiích bylo chemické složení plagioklasů modifikováno sekundárními přeměnami. Původní zrna plagioklasu (obr. 3c) jsou pseudomorfována směsí drobně zrnitého albitu ( $\text{An}_{1-2}$ ) a klinozoisitu ( $\text{Ps}_{12-16}$ ). Někdy se v této asociaci objevuje Al-pumpellyit ( $X_{\text{Fe}} = 0,64-0,68$ ). Tento minerál vzniká hlavně jako produkt přeměn plagioklasů poblíž kontaktu s diopsidem. Zastoupení draselného živce v různých částech horniny se může měnit, ve světlých páscích nemusí být přítomen vůbec. Pokud je xenomorfní draselný živec ( $\text{Ab}_{4-5}$ ) přítomen, vyplňuje intergranulární prostor mezi plagioklasy.

Tmavé pásy o mocnosti kolem několika mm obsahují hlavně plagioklas, amfibol a draselný živec. Amfibol (tab. 4) bývá hypautomorfně omezen a někdy uzavírá drobné inkluze plagioklasu. Svým chemickým složením (obr. 3d) odpovídá hastingsitu ( $\text{Si} = 6,28-6,39$ ;  $X_{\text{Fe}} = 0,63-0,65$ ). Xenomorfní až hypautomorfní draselný živec tvoří ( $\text{Ab}_{4-5}$ ) větší zrna v polohách s amfibolem. Plagioklas je poměrně běžný, ale tvoří drobná zrna ( $\text{An}_{47-57}$ ) na kontaktu mezi draselným živcem a amfibolem. Draselný živec většinou není přeměněný, nebo bývá jen slabě sericitizovaný. Polohy s převahou amfibolu obsahují jen podružné množství pyroxenu, nebo zde tento minerál zcela chybí. Místy nacházíme v těchto horninách hnizda až několik cm velká, která jsou tvořena hrubozrnným pyroxenem, xenomorfním plagioklasem a drobně zrnitými agregáty minerálů epidotové skupiny. Běžným akcesorickým minerálem je titanit, který vytváří až 0,5 mm dlouhé krystalky nebo drobné agregáty zrn. Vzácně se objevují krátce prizmatická zrna zirkonu.

## Granátické vápenatosilikátové horniny, místy s vesuvianem (skarnoidy)

Tyto horniny mají často vyvinuté páskování. Jednotlivé polohy mají často mocnost jen několik cm nebo dm. Většinou se střídají pásy s různým obsahem granátu, vesuvianu, klinopyroxenu, plagioklasu a kalcitu (obr. 4a).

Světlejší pásy jsou tvořené plagioklasem anebo v nich plagioklas a klinopyroxen výrazně převažují nad granátem. Studované vzorky nenesou známky migmatitizace, avšak na výchozech při okraji tělesa těchto vápenatosilikátových hornin byly vzácně objeveny až několik cm mocné pásy metatektu (tvořené křemenem a živcem).

Granátem bohaté pásy jsou středně až hrubě zrnité a často obsahují větší porfyroblasty granátu nebo vesuvianu (obr. 4a, d). Většinou v těchto páscích převažuje hypautomorfní granát, ale jeho zastoupení se i v rámci jednoho vzorku může výrazně měnit. Chemicky (obr. 3e) jsou všechny studované granáty blízké grosulárovému koncovému členu ( $\text{Grs}_{80-88}$   $\text{Adr}_{11-17}$   $\text{Alm}_{0-4}$   $\text{Sps}_{0-1}$   $\text{Prp}_{0-1}$ ). Grosulár někdy lemují zrna klinozoisitu a to hlavně na kontaktu s kalcitem (obr. 4b). Místy tvoří grosulár tenké lemy kolem zrn draselného živce, plagioklasu a prehnitu (obr. 4e). Běžně pozorujeme na těchto zrnech oscilační zonálnost způsobenou především mírným kolísáním v obsazích železa (tab. 3). Vesuvian (tab. 3) tvoří automorfní až hypautomorfní sloupcovité krystaly. Chemicky je poměrně homogenní ( $X_{\text{Fe}} = 0,60-0,67$ ), typické jsou relativně vysoké obsahy F (1,8-2,8 apfu), Ti (1,1-1,4 apfu) a Na (0,24-0,26 apfu). V podružném množství jsou přítomny také další minerály. Kalcit tvoří xenomorfní zrna, nebo zrnité agregáty, někdy uzavřené v granátu a vesuvianu. Kalcit je chemicky poměrně čistý a obsahuje pouze malou příměs MnO (0,13-0,14 hm. %). Vzácně se v kalcitu objevují drobné jehlice nebo vějířovité agregáty wollastonitu. Kalcit a wollastonit jsou v hornině rozptýleny značně nerovnoměrně a často tvoří drobné akumulace zrn o velikosti do 1 cm. V malém množství je zastoupen xenomorfní

křemen. Klinozoisit I také tvoří větší xenomorfní zrna, která jsou někdy částečně zatlačována granátem. Tato zrna často vykazují oscilační nebo smouhovitou zonálnost ( $Ps_{9-21}$ ). Plagioklas je postižen sekundárními přeměnami (obr. 4c). Plagioklas vzniklý během vrcholu metamorfózy (dnes jen v drobných reliktech  $An_{58}$ ) je nahrazen drobně zrnitou směsí nebo srůsty albitu ( $An_{0-7}$ ), sericitu, minerálů epidotové skupiny a někdy také prehnitu a pumpellyitu (tab. 5). Al-Pumpellyit ( $X_{Fe} = 0,16$ ) se vyskytuje pouze jako produkt přeměn živce v blízkosti granátu a pyroxenu, nebo je součástí karbonátových žilek ( $X_{Fe} = 0,66$ ) které proráží granát. Mladé klinozoisity II a zoisity ( $Ps_{1-12}$ ) se seskupují do drobně zrnitých agregátů, které vyplňují větší část zrna původního plagioklasu. Grosulár je prorážen drobnými žilkami tvořenými křemenem, albitem, prehnitem a granátem ( $Grs_{57-62}$   $Adr_{38-43}$ ). Vzácně se jako akcesorický minerál objevuje zirkon nebo apatit. Někdy se objevují drobná automorfní zrna titanitu.

### Pegmatity

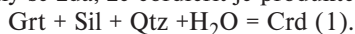
Studovaná žíla pegmatitu je asi 8 cm mocná a proráží vápenatosilikátovou horninu. Studovaná část žíly je středně až hrubě zrnitá a má granitickou strukturou (granitická zóna). Skládá se z xenomorfně až hypautomorfně omezeného draselného živce ( $Ab_6$ ) a hypautomorfního plagioklasu bez zřetelné zonálnosti ( $An_{30}$ ). Plagioklas bývá postižen mnohem více sericitizací než draselné živce. Pegmatit obsahuje až 3 cm dlouhé sloupcovité krystaly hastingsitu ( $Si = 6,26-6,40$  apfu;  $X_{Fe} = 0,90-0,89$ ). Na okrajích vyrostlice amfibolů obsahují drobné inkluze biotitu. Některé drobnější žilky o mocnosti několik cm obsahují z tmavých minerálů pouze biotit. Ten je někdy zcela chloritizován a v mezivrstevních plochách nacházíme drobné vřetenovité agregáty zrn prehnitu. Pegmatitová žíla tedy nese známky velmi slabé variské metamorfózy.

## 6. Metamorfní reakce a PT podmínky metamorfózy

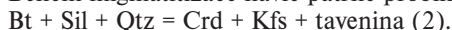
### Metapelity

Na lokalitě Omice byly pomocí programu THERMOCALC z minerální asociace metapelitů ( $Qtz + Bt + Pl + Grt + Al_2O_5$  (Sil, Ky) + Ms) vypočteny P-T podmínky regionální metamorfózy (M1)  $709 \pm 32$  °C a  $6 \pm 2$  kbar (obr. 5). Podobné P-T podmínky byly vypočteny pro stromatitické migmatity z Ořechova ( $698 \pm 32$  °C a  $7 \pm 1$  kbar).

Cordierit je mladší než granát a jeho vznik bývá spojován s periplutonickou kadmou metamorfózou M2 (HANŽL *et al.* 1999). Na základě strukturních vztahů mezi minerály se zdá, že cordierit je produktem reakce:



Během migmatitizace navíc patrně probíhala také reakce:



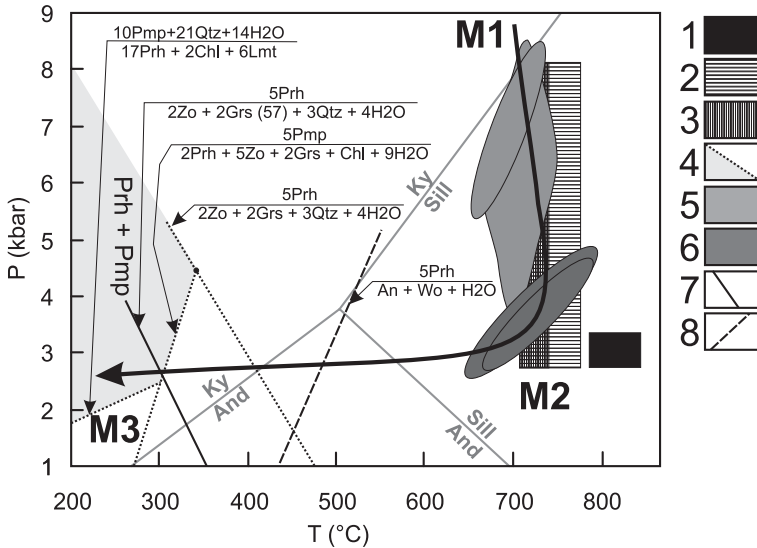
Z minerální asociace vzniklé během druhé fáze metamorfního vývoje (M2) byly pomocí programu THERMOCALC vypočteny P-T podmínky  $728 \pm 51$  °C a  $4 \pm 1$  kbar. Geotermometr založený na obsazích Ti v biotitu (HENRY *et al.* 2005) poskytl teploty v rozmezí 671-711 °C.

### Metagabra

Teploty vzniku minerální asociace metagaber pro tlak 4 kbar byly vypočteny pomocí amfibol-plagioklasového termometru (HOLLAND a BLUNDY 1994) na 707 až 733 °C.

### Vápenatosilikátové horniny a pegmatit

Minerální asociace erlanů umožňuje použití pro výpočet teplot amfibol-plagioklasový termometr (HOLLAND a BLUNDY 1994). Chemické složení amfibolu není ideální pro tento výpočet, avšak přesto některé analýzy splňují podmínky zmíněné kalibrace. Stejný termo-



Obr. 5. P-T diagram pro studované metamorfované horniny. P-T podmínky pro skarnoidy (1) vypočteny pomocí geotermometru granát-klinopyroxen (RAVNA 2000) a geobarometru granát-klinopyroxen-plagioklas-křemen (ECKERT *et al.* 1991). P-T podmínky metapelitů byly vypočteny programem THERMOCALC (4, 5, 6, 7) a teploty metamorfózy metagaber a erlanů (2, 3) byly vypočteny pomocí amfibol-plagioklasového geotermometru (HOLLAND a BLUNDY 1994). Pozice trojného bodu  $Al_2SiO_5$  podle (HOLDAWAY a MUKHOPADHYAY 1993): (1) P-T podmínky vzniku skarnoidu 16P; (2) teploty metamorfózy vypočtené pro vznik amfibolu a plagioklasu ve vzorku erlanu P1; (3) teploty metamorfózy vypočtené pro metagabro BB37A; (4) stabilita minerální asociace Prh + Pmp + Qtz; (5) P-T podmínky pro muskovit-biotitické ruly; (6) P-T podmínky pro cordierit-biotitické migmatity; (7) metamorfnní reakce  $5Prh = 2Zo + 2Grs + 3Qtz + 4H_2O$  vypočtená pro granát o složení Grs<sub>57</sub>; (8) experimentálně určená reakce  $Prh = Wo + An + H_2O$  (LIU 1971).

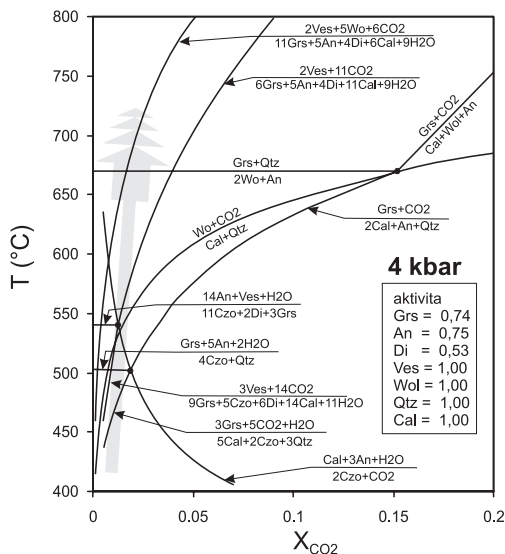
Fig. 5. P-T plot studied metamorphic rocks. The geothermometer garnet-clinopyroxene (RAVNA 2000) and geobarometer garnet-clinopyroxene-plagioclase-quartz (ECKERT *et al.* 1991) were used for calculation the P-T conditions for skarnoids (1). The P-T conditions for metapelites were calculated using the THERMOCALC (4, 5, 6, 7) and metamorphic temperatures for metagabbros and calc-silicate rocks (2, 3) calculated using the hornblend-plagioclase geothermometer (HOLLAND a BLUNDY 1994). The position of the  $Al_2SiO_5$  triple point is taken from HOLDAWAY and MUKHOPADHYAY (1993): (1) P-T conditions calculated for skarnoids 16P; (2) metamorphic temperatures calculated for formation amphibole and plagioclase from sample calc-silicate rock P1; (3) metamorphic temperatures calculated for metagabbro BB37A; (4) stability mineral assemblage Prh + Pmp + Qtz; (5) P-T conditions for muscovite-biotite gneiss; (6) P-T conditions for cordierite-biotite migmatites; (7) metamorphic reaction  $5Prh = 2Zo + 2Grs + 3Qtz + 4H_2O$  calculated for garnet composition Grs<sub>57</sub>; (8) experimentally determined reaction  $Prh = Wo + An + H_2O$  (LIU 1971).

metr je možné využít také pro žilu pegmatitu s amfibolem, která tuto horninu proráží. Při předpokládaném tlaku 4 kbar byla pro erlany vypočtena teplota 734–775 °C a pro pegmatity 770–804 °C. Tyto teploty jsou poněkud vyšší než hodnoty vypočtené pro kontaktní metamorfózu amfibolitového tělesa u Želešic (650 až 700 °C, BURIÁNEK 2005).

Také skarnoidy mají minerální asociaci vhodnou pro výpočet P-T podmínek. Byl zvolen geotermometr granát-klinopyroxen (RAVNA 2000) a geobarometr granát-klinopyroxen-plagioklas-křemen (ECKERT *et al.* 1991). Vypočtené P-T podmínky pro vzorek P16 jsou 786–840 °C a 3 kbar. Bohužel vzhledem k vysokému stupni alterace živců nebyl použit plagioklas v přímém kontaktu s ostatními minerály, což mohlo ovlivnit přesnost určené tlaku.

Na základě této skutečnosti byly při sestavení  $T-X_{\text{CO}_2}$  diagramu použity tlaky vypočtené z metapelitů.

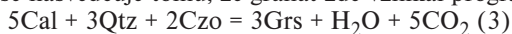
V důsledku sekundárních přeměn nacházíme jen vzácně reliktů původního bazického plagioklasu ( $\text{An}_{58}$ ). V hornině byly vyčleněny dvě generace minerálů epidotové skupiny. Nepravidelně zonální xenomorfní zrna klinozoisitu I jsou starší než granát. Klinozoisit II a zoisit nahradily společně s albitem, prehnitem a Al-pumpellyitem většinu původního bazického plagioklasu. Všechny zmíněné údaje byly využity při konstrukci  $T-X_{\text{CO}_2}$  diagramu (obr. 6).



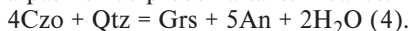
Obr. 6. Izobarický  $T-X_{\text{CO}_2}$  diagram zobrazující vybrané metamorfické reakce (s použitím reálných aktivit koncových členů pro minerální asociaci M2) ve skarnoidech z lokality Popůvky (vypočteno programem THERMOCALC).

Fig. 6. The isobaric  $T-X_{\text{CO}_2}$  plot showing selected activity corrected (mineral assemblage M2) metamorphic reactions in the skarnoids from Popůvky (calculated using THERMOCALC).

Granáty vykazují oscilační zonálnost závislou hlavně na substituci  $\text{Ca}_2(\text{FeMn})_2$ . Zároveň zde funguje substituce  $\text{Si}_1\text{O}_2 \text{ Al}_1\text{O}_1\text{F}_{-1}$ , přičemž nejvyšší obsahy fluoru jsou v granátech s nízkým obsahem Fe a Mn (tab. 3). Granát zatlačuje a uzavírá zrna klinozoisitu. Klinozoisit často leží na kontaktu s kalcitem, avšak nebyl nalezen na kontaktu s křemenem. To vše nasvědčuje tomu, že granát zde vznikl progradní metamorfické reakcí:



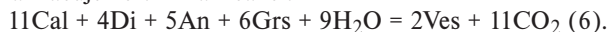
a patrně zde proběhla také reakce:



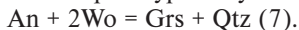
Z  $T-X_{\text{CO}_2}$  diagramu (obr. 6) vyplývá, že kontaktní metamorfóza probíhala za podmínek velmi nízkého  $X_{\text{CO}_2}$  (pod 0,02). Existence wollastonitu uvnitř kalcitu dokazuje, že byla překročena reakce:



V některých vzorcích je přítomen vesuvian, který obsahuje inkluze diopsidu a kalcitu, což naznačuje že vznikla reakcí:

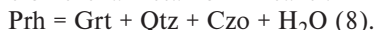


Podle teplot vypočtených z okolních metapelitů byla překročena reakce:

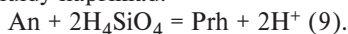


Přítomnost lemů granátu kolem pseudomorfóz tvořených prehnitem naznačuje, že se tato reakce uskutečnila. Prehnit totiž patrně vznikl rozpadem wollastonitu a anortitu (LIU 1971).

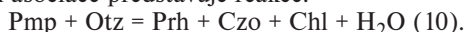
Vápenatosilikátové horniny jsou proráženy žilkami složenými z křemene, prehnitu a granátu. Zmíněné žilky vznikly během ranných fází metamorfózy M3. V minerální asociaci je patrně přítomen také klinozoisit II, ale jeho inkluze v granátu jsou příliš malé a nemohly být analyzovány. Tato minerální asociace vznikala za teplot kolem 400 °C (pro tlaky 1–3 kbar, ZHANG *et al.* 2001). Stabilita granátu v této minerální asociaci je pravděpodobně omezena metamorfní reakcí:



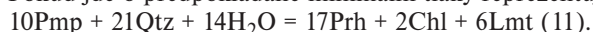
Nejmladší metamorfní fáze (M3) je reprezentována směsí minerálů zatlačujících původní bazické plagioklasy ve vápenatosilikátových horninách a metagabrech. Převažuje albit, místy je přítomen křemen, klinozoisit II, prehnit a pumpellyit. Většina těchto sekundárních minerálů vznikla jako produkt reakce horninotvorných minerálů s hydrotermálními fluidy například:



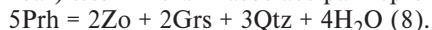
Mnohdy jsou v hornině přítomny jen některé zmíněné minerály. Koexistující prehnit a pumpellyit umožňují poměrně přesně odhadnout P-T podmínky rozpadu bazického plagioklasu. Oba minerály mohou koexistovat v asociaci s křemenem při teplotách do 250–300 °C (určeno pro tlaky 1–3 kbar, FREY *et al.* 1991). Horní teplotní limit této minerální asociace představuje reakce:



Pokud jde o předpokládané minimální tlaky reprezentuje spodní hranici reakce:



V metagabrech a erlanech byl nalezen pumpellyit v asociaci s křemenem. Ve skarnoidech koexistuje pumpellyit pouze s albitem a případně kalcitem. Horní tlakový limit (~ 3 kbar) této minerální asociace pak reprezentuje reakce:



## 7. Diskuse metamorfního vývoje

Minerální asociace metamorfovaných hornin v enklávách uvnitř granodioritů v západní části brněnského batolitu byly nejvýrazněji ovlivněny kontaktní metamorfózou (M2). Vzácně se však objevují reliktky starších minerálních asociací (M1). Některé minerály (například plagioklas) výrazně postihla mladší nízkoteplotní metamorfóza (M3).

### Kadomská metamorfóza

Metamorfované horniny z enkláv v oblasti mezi obcemi Omice a Ořechov prošly podobným metamorfním vývojem. Jednoznačně zde můžeme vyčlenit dvě metamorfní fáze spadající do období kadomské orogeneze.

Starší minerální asociace rul obsahuje granát, biotit, kyanit případně sillimanit a bývá interpretována jako produkt regionální metamorfózy M1 (HANŽL *et al.* 1999). Na základě studia vzorků postížených pouze slabou migmatitizací (z Ořechova a lomu v Omicích) bylo možné vypočítat P-T podmínky starší metamorfní fáze. Pro minerální asociaci: Pl + Qtz + Bt + Grt + Sil (Ky) + Kfs byly zjištěny P-T podmínky kolem 700 °C a 6–7 kbar. Původní protolit vápenatosilikátových hornin byl patrně litologicky nehomogenní a převažovaly v něm slínovce, z nichž během metamorfózy M1 vznikly horniny s minerální paragenezí Cpx + Pl ± Qtz ± Amp ± Czo/Ep (erlany).

Starší střednětlaká minerální asociace (M1) je částečně, nebo zcela překryta novou, v níž dominuje cordierit (Pl + Qtz + Bt + Sil + Crd + Kfs ± Grt ± Ms). S touto minerální asociací je spjata migmatitizace (M2), protože se cordierit objevuje také jako součást poloh leukosomu. Inkluze sillimanitu, biotitu a cordieritu dokazují, že cordierit vznikal reakcí



(1). Vzácně můžeme v migmatitech pozorovat cordierit, který obrůstá a zatlačuje granát, což naznačuje existenci reakce (2). P-T podmínky vzniku cordieritu byly vypočteny na 680–780 °C a 3–5 kbar. Minerální asociace s granátem a kyanitem, která vznikla za středních tlaků byla nahrazena nízkotlakou minerální asociací se sillimanitem a cordieritem. Tato souslednost minerálních asociací je typická pro dekompresní P-T metamorfní dráhu.

Během kontaktní metamorfózy M2 byl v karbonátových horninách klintozoisit z velké části nahrazen granátem (reakce 3 a 4). Během následujících reakcí vznikl wollastonit a vesuvian (reakce 5 a 6). Wollastonit poté částečně reagoval s anortitem za vzniku křemene a grosuláru (reakce 7). Posloupnost metamorfních reakcí ve skarnoidových polohách naznačuje metamorfózu v podmínkách vysoké aktivity vody. Teploty vzniku vrcholné metamorfní asociace skarnoidů se pravděpodobně pohybovaly kolem 700 až 750 °C pro tlaky kolem 4 kbar (obr. 6). Teploty nad 800 °C (geotermometry RAVNA 2000 a ECKERT *et al.* 1991) se zdají být vzhledem k minerální asociaci enkláv metapelitů nepravděpodobné. Skarnoidové polohy s minerální paragenezí Cpx + Grt + Pl ± Qtz ± Cal ± Wo ± Czo/Ep (tab. 6) koexistovaly s metamorfními fluidy s  $X_{CO_2}$  pod 0,05. V závěrečných fázích této metamorfózy intrudovaly do vápenatosilikátových hornin pegmatitové žíly. Jejich vliv na minerální asociaci studovaných hornin však byl zanedbatelný.

Tabulka 6. Nástin metamorfního vývoje skarnoidů z Popůvek.

Table 6. Outline of the metamorphic evolution of the skarnoids from Popůvky.

minerály	M1	M2	M3
amfibol	████████████████████		
křemen	████████████████████	████	████
kalcit	████████████████████	████	████
clínozoisit	████████████████████		
anortit	████████████████████		
albit			████████████████████
klinopyroxen		████████████████████	
granát		████████████████████	████
vesuvian		████████████████████	
wollastonit		████████████████████	
zoisit			████████████████████
pumpellyit			████████
prehnit			████████████████████

### Vliv metasomatózy na vývoj minerální asociace skarnoidů

V některých případech byl metamorfní vývoj skarnoidů v kontaktní aureole granitoidů dyjského teránu poměrně komplikovaný.

Na lokalitě Moravské Bránice bylo vyčleněno několik mineralizačních etap. Za nejstarší NOVÁK (1977, 1980) považuje minerální asociaci: Cpx + Ves + Grs + Qtz, která vznikla jako produkt skarnizace karbonátových hornin. Během hydrotermální etapy vývoje vznikla minerální asociace Grs + Qtz + Czo/Ep + Cal + Kfs + Ttn + scheelit. Nejmladší stadium vývoje pak reprezentuje prehnit. P-T podmínky vzniku skarnoidů se pokusil na základě minerální asociace odhadnout NOVÁK (1979) na 450 až 525 °C při vysoké aktivitě  $H_2O$  a tlaku kolem 100 MPa. Většina prozatím publikovaných prací (NOVÁK 1977, 1979, 1980; STANĚK a NOVÁK 1978; HOUZAR *et al.* 1997; TALLA 2007) uvádí že bimetasomatické skarnoidy jsou vázané na polohy metatektu. Vznik minerálních asociací skarnoidů byl spojován s mikroklinizací, která byla mladší než migmatitizace a postihla nejen erlany, ale i okolní granitoidy (NOVÁK 1979). Změny v chemickém složení granátu během vývoje skarnoidové

mineralizace na lokalitě Moravské Bránice vysvětluje TALLA (2007) jako důsledek změny chemického složení fluid. Tento autor rozlišil dva rozdílné pulzy fluid. Starší pulz způsobil skarnoidizaci původních erlanů a vznikla při něm minerální asociace některých dutin. Během mladších pulzů byly přinášeny roztoky s vyšší obsahem Fe, které pronikaly polohami skarnoidu s největší permeabilitou. Kromě mladšího diopsidu a granátu vznikaly v záverečných fázích této etapy také křemen, draselný živec, epidot, kalcit, titanit a scheelit.

Ve srovnání s Moravskými Bránicemi byla lokalita Popůvky podle NOVÁKA (1977) postižena mnohem méně procesy skarnizace. Minerální asociaci těchto hornin (Cpx + Pl + Qtz + Cal ± Grs ± Ves ± Wo) považuje za výsledek kontaktní metamorfózy vápničných hornin. Zonálnosti většiny minerálů na lokalitě Popůvky skutečně nenaznačují žádné výrazné změny v chemickém složení fluid. Granát vykazuje nevýraznou oscilační zonálnost. Ve skarnu se vyskytuje jen malé množství draselného živce, který je z velké části primární součástí minerální asociace vzniklé během kontaktní metamorfózy. Skarnoidy z lokality Popůvky tedy vznikly jako produkt reakce karbonátem bohatých poloh s fluidy bez významnější mineralizace.

### Variská metamorfóza

Většina metamorfovaných hornin obsahuje sekundární minerály, které vznikly jako důsledek reakce horniny s nízkoteplotními fluidy (např. reakce  $An + 2H_4SiO_4 = Prh + 2H^+$  (9)) za podmínek od prehit-pumpellyitové facie po facii zelených břidlic.

Ve vápenatosilikátových horninách se variská orogeneze projevila především rozpadem bazického plagioklasu v důsledku interakce s fluidy. Produktem těchto reakcí byla jemně zrnitá směs albitu, prehnitu, zoisitu a případně pumpellyitu (obr. 4f). Podobný proces postihl také bazické živce v metagabrech. Tato přeměna proběhla za relativně velmi nízkých teplot (< 300 °C) a při vysoké aktivitě fluid bohatých vodou. Tlaky při těchto přeměnách se mohly pohybovat v rozmezí 2 až 5 kbar.

Některé zmíněné nízkoteplotní metamorfnní reakce však mohou souviset již s chladnutím kadomských granitoidů dyjského teránu. Během tohoto procesu mohla být uvolněna voda bohatá fluidní fází, která atakovala metamorfované horniny.

Vzhledem k intenzivnímu nízkoteplotnímu variskému přetisku minerální asociace některých granitoidů a žilných hornin dyjského teránu můžeme předpokládat, že větší část sekundárních přeměn kontaktně metamorfovaných hornin je až variského stáří. Sekundární přeměny tohoto typu například postihly žily bazaltů. Jejich živce a tmavé minerály jsou částečně nahrazeny směsí albitu, chloritu, prehnitu, pumpellyitu a epidotu (BURIÁNEK 2010). Bazalty byly datovány metodou K-Ar a jejich stáří bylo určeno jako silurské (PŘICHYSTAL 1998). Tento názor podporuje i nález prehnitu v žile pegmatitu, která proráží vápenatosilikátové horniny.

## 8. Závěry

Metamorfované horniny západní části brněnského batolitu tvoří rozsáhlé enklávy obklopené biotitickými granodiority. Nejčastěji jsou tyto enklávy tvořeny migmatizovanými rulami s minerální asociací: Pl + Qtz + Bt ± Grt ± Al<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Sil, Ky) ± Crd ± Ms ± Kfs. Běžné jsou také erlany s minerální asociací: Pl + Cpx ± Amp ± Qtz. V těchto horninách se místy vyskytují polohy skarnoidu s minerální asociací: Cpx ± Grt ± Ves ± Wo ± Pl ± Cal ± Qtz ± Kfs ± Czo. Na základě studia těchto minerálních asociací byla rekonstruována část P-T dráhy, kterou tyto horniny metamorfnního pláště brněnského batolitu prošly. Metamorfované horniny prodělaly metamorfózou M1 v amfibolitové facii za podmínek kolem 700 °C a 6–7 kbar. Poté následovala intruze granodioritu v podmínkách isothermní dekomprese. Kontaktní metamorfóza byla spojena s migmatizací a lokálně vznikaly v tělesech vápenatosilikátových hornin polohy skarnoidů. Vrcholné podmínky této metamorfózy M2 byly přibližně 680–780 °C a 3–5 kbar. Během variské orogeneze byly horniny

brunovistulika postiženy nízkoteplotní metamorfózou M3. Na základě studia produktů rozpadu bazického plagioklasu (klnozoisit, prehnit a pumpellyit) byly teploty této metamorfózy pro erlany nižší než 300 °C (prehnit-pumpellyitová facie). Tlaky při těchto přeměnách se mohly pohybovat v rozmezí 2 až 5 kbar. V jiných částech brněnského batolitu tyto podmínky mohly dosáhnout až facie zelených břidlic.

### Poděkování

Autor děkuje J. Pertoldové a neznámé(mu) recenzentovi (ce) za kritické pročtení rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu ČGS 390003 (Základní geologické mapování Brněnska v měřítku 1:25 000).

### LITERATURA

- BURIÁNEK, D., 2005: Metamorfni vývoj želešického amfibolitového tělesa (Brněnský masiv). - *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2004* 12, 82-87.
- BURIÁNEK, D., 2010: Bazaltové a ryolitové žíly v brněnském masivu postižené metamorfózou nízkého stupně. - *v přípravě*.
- BURKART E., 1953: Moravské nerosty a jejich literatura - Mährens Minerale und ihre Literatur. - *Nakl. ČSAV*, 1 008 p, Praha.
- CIMBÁLNÍK, V., 1976: Geologicko-petrografické poměry brněnského masivu v úseku Kněždubská přehrada-Žebětín. - *MS, Diplomová práce, PíF UJEP, Brno*, 41 p.
- DALLMEYER, R. D., FRANKE, W., WEBER, K., 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.
- ECKERT, J. O., NEWTON, R. C., KLEPPA, O. J., 1991: The H of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry. - *Amer. Mineral.*, 76 (1-2), 148-160.
- FERRY, J. M. 1991: Dehydration and decarbonation reactions as a record of fluid infiltration. In: Kerrick DM (ed) *Contact Metamorphism. Rev. Mineral. Geoch.*, 26, 351-393.
- FERRY, J. M. 1994: Overview of the petrological record of fluid flow during regional metamorphism in northern New England. *Amer. J. Sci.*, 294, 905-988.
- 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., 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.
- FREY, M., CAPITANI, C. D., LIU, J. G., 1991: A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. - *J. Met. Geol.*, 9 (4), 497-509.
- HÁJEK, J., (1979): Analýza vnitřní stavby krystalických břidlic brněnského masivu. - *MS, Kandidátská disertační práce, Přír. fak. MU Brno*.
- HANŽL, P., BURIÁNKOVÁ, K., 1998: K petrografii a geochemii metagaber od Pucova (moravikum) a z Omic (brněnský masiv). - *Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 1997*, 5, 78-80.
- HANŽL, P., MELICHAR, R., LEICHMANN, J., (EDS.). 1999: Excursion guide of 4th meeting of the Czech tectonic studies group. - *Geolines*, 8, 80-96.
- HENRY, D. J., GUIDOTTI, C. V., THOMSON, J. A., 2005: The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. - *Amer. Mineral.*, 90(2-3), 316-328.
- HOLDWAY, M. J., MUKHOPADHYAY, B., 1993: A reevaluation of the stability relations of andalusite: Thermochemical data phase diagram for the aluminum silicates. - *Amer. Mineral.*, 78, 298-315.

- 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. - *Journal of Metamorphic Geology*, 16 (3), 309-343.
- HOUZAR, S., NOVÁK, M., ŠREIN, V., 1997: Minerální asociace vesuvianu z karbonátových a vápenato-silikátových hornin na Moravě a ve Slezsku. - *Čas. Morav. Muz. Vědy geol.*, 87, 21-32.
- CHÁB, J., SUK, M. 1977: Regionální metamorfóza na území Čech a Moravy. - *Knih. Ústř. Úst. geol.*, 50, 156, Praha.
- KRETZ, R., 1983: Symbols for rock-forming minerals. - *Amer. 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. - *Amer. Mineral.*, 82 (9-10), 1 019-1 037.
- LEICHMANN, J., HOCK, 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.
- LIU, J. G., 1971: Synthesis and stability relations of prehnite,  $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ . - *Amer. Mineral.*, 56, 507-531.
- MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A. K., GINZBURG, I. V., ROSS, M., SEIFERT, F. A., ZUSSMAN, J., AOKI, K., GOTTARDI, G., 1988: Nomenclature of pyroxenes. - *Amer. Mineral.*, 73(9-10), 1 123-1 133.
- MUSILOVÁ, L., (1968): Zpráva o mapování brněnského masivu. - *Zpr. geol. Výzk. v r. 1966*, 57-58. Praha.
- NOVÁK, M., 1977: Studium kontaktních minerálů z Popůvek a Moravských Bránic v brněnském masivu. - *MS, Diplomová práce, PŘF UJEP, Brno*, 50 p.
- NOVÁK, M., 1979: Studium vápenatých skarnů v erlánových tělesech od Moravských Bránic. - *MS, Disertační práce, PŘF UJEP, Brno*, 81 p.
- NOVÁK, M., 1980: Grossular-hesonit z erlánových těles od Popůvek a Moravských Bránic v brněnském masivu. - *Čas. Morav. Muz., Vědy přír.*, 65, 7-14.
- 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.
- POWELL, R., HOLLAND, T., 1994: Optimal geothermometry and geobarometry. - *Amer. Mineral.*, 79(1-2), 120-133.
- PRICHYSTAL, A., 1998: Kalium - argonové datování bazaltové žíly ze Želešic (brněnský masiv). - *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1998*, VI, 120.
- RAVNA, K., 2000: The garnet-clinopyroxene  $\text{Fe}^{2+}$ -Mg geothermometer: an updated calibration. - *J. Met. Geol.*, 18 (2), 211-219.
- SCHUMACHER, J. C., 1996: The estimation of the proportion of ferric iron in the electron-microprobe analysis of amphiboles. - *Can. Mineral.*, 34, 238-246.
- STANĚK, J., NOVÁK, M., 1978: Vesuvian z erlánu od Moravských Bránic. - *Scripta, Geol.*, 8, 19-26.
- ŠTELCL, J., WEISS, J., 1986: Brněnský masiv. - *UJEP Brno*, p 255.
- TALLA, D., 2007: Mineralogie granátů z kontaktních skarnů žulovského, šumperského a brněnského masivu se zaměřením na anomální optické jevy. - *MS, Diplomová práce, UGV PŘF MU, Brno*, p 68.
- VAN BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D. R., DUDEK, A., MISAŘ, 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.
- WEBER, A., (1950): Brněnský masiv vyvřelý. - *Vlastiv. věst. mor.*, 5/1, 26-35, Brno.
- ZAPLETAL, K., (1929): Brněnský masiv vyvřelý I. - *Sbor. v Brně za r. 1928*, 11, 40-52.
- ZHANG, L., SUN, M., XU, B., 2001: Phase relations in garnet-bearing metabasites of prehnite-pumpellyite facies from the Darbut-Sartuohai ophiolite, Western Junggar of Xinjiang, China. - *Mineral. Petrol.*, 71(1), 67-85.