

METAMORFNÍ VÝVOJ SVRCHNÍHO PŘÍKROVU MORAVIKA V JIŽNÍM KŘÍDLE SVRATECKÉ KLENBY

METAMORPHIC EVOLUTION OF UPPER MORAVIAN NAPPEIN THE SOUTH PART
OF THE SVRATKA DOME

DAVID BURIÁNEK

Abstract

Buriánek, D. (2011): Metamorfni vývoj svrchního příkrovu moravika v jižním křídle svratecké klenby. - Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 96, 1, 33-46.

Metamorphic evolution of Upper Moravian Nappe in the South part of the Svatka Dome

The southern part of the Svatka Dome is built two crystalline napes overlying Cadomian basement (Brunovistulicum) and its Devonian cover. The Upper Moravian Nappe consists of orthogneisses, muscovite to muscovite-biotite mica schists and gneisses with layers or boudins of amphibolites, quartzites, calc-silicate rocks and marbles. Textural observation and study of mineral chemistry in these rocks resulted in distinguishing three metamorphic stages of the P-T evolution of the Upper Moravian Nappe. First syntectonic metamorphic assemblage M1 is preserved only as relicts in central parts of some garnet or amphibole porphyroblasts and is considered to have occurred at T 520-620 °C and P ~ 9 kbar. The following metamorphic event (M2) indicates peak conditions of T = 600-670 °C and P = 8-10 kbar. The mineral assemblages in marbles (Tr + Cal ± Dol) indicate X_{CO_2} in fluid between 0.1 and 0.6, while calc-silicate rocks (Qtz + Pl + Di ± Cal) reflect $X_{CO_2} < 0.2$. The temperature of a low-grade metamorphic event (M3) was established at ~450 °C for pressure 2 kbar.

Key words: marbles, calc-silicate rocks, amphibolites, mica schist, P-T conditions, Upper Moravian Nappe.

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

1. Úvod

Metamorfni a strukturnímu vývoji svrchního příkrovu svratecké klenby moravika se věnovala již řada autorů (např. SCHULMANN *et al.* 1991, TICHÝ 1992, ULRICH *et al.* 2002), avšak většinou se jejich pozornost soustřeďovala na severní křídlo této klenby. Informace o metamorfni vývoji v jižním křídle svratecké klenby moravika doposud vycházely hlavně z výsledků studia mramorů (HOUZAR *et al.* 2000). Mramory však mohou poskytnout jen omezené množství informací. Proto byly v této práci kromě mramorů použity i další horninové typy. Pro studium byla zvolena oblast, která se nachází na jihovýchodním okraji moravika (podél jeho hranice s boskovickou brázdou), zhruba mezi Zastávkou u Brna a Padochovem u Oslavan. Tato oblast poskytla na poměrně malé ploše průřez celou litologií svrchního příkrovu moravika. Kombinací útržků informací získaných studiem amfibolitů, ortorul, svorů, rul, mramorů a vápenatosilikátových hornin bylo možné vytvořit obraz metamorfni historie této části svratecké klenby.

2. Geologická situace

Svratecká klenba se člení na dvě hlavní litotektonické jednotky (MÍSAŘ 1983):

1. Autochtonní (paraautochtonní) část je tvořena slabě metamorfovanými horninami brunovistulika a jejich devonským obalem. Horniny brunovistulika jsou zastoupeny meta-granity a v malém množství pak metabazity, vápenatosilikátovými horninami, rulami a svory (deblínská jednotka). Devonský obal tvoří slabě metamorfované vápence a méně jsou zastoupeny psamity až psefity.
2. Příkrovy moravika jsou situovány v nadloží autochtonní (paraautochtonní) jednotky a v jejich nadloží leží horniny příkrovu moldanubika (SCHULMANN *et al.* 1991). Přes moravikum byl moldanubický příkrov přesunut během variské orogeneze. Společně s moldanubikem byly přes svrateckou klenbu přesunuty také další geologické jednotky (leto-vické krystalinikum, strážecké moldanubikum, svratecké krystalinikum). Dominantní směr tektonického transportu byl k ssv. (SCHULMANN *et al.* 1991). Litologicky rozdělujeme příkrovy moravika na tři jednotky (Bílého potoka, Bítešská a Olešnická). Tyto jednotky byly na základě údajů o metamorfóze a deformačním vývoji rozčleněny do svrchního a spodního příkrovu moravika (SCHULMANN *et al.* 1991; ULRICH *et al.* 2002). Spodní příkrov moravika zahrnuje skupinu Bílého potoka a zbylé dvě jednotky náleží do svrchnímu příkrovu:
 - a) Jednotka Bílého potoka je tvořená hlavně fylity s vložkami metagranitů, metabazitů, metakarbonátů a kvarcitů.
 - b) Bítešská jednotka je tvořena strukturálně značně variabilními biotitickými a muskovit-biotitickými ortorulami. Vzácně se objevují polohy amfibolitů, amfibolických rul a metakarbonátů.
 - c) Jednotka olešnická, která se nachází v nadloží bítešské, je tvořena muskovit-biotitickými svory, s polohami fylitů, amfibolitů, rul a mramorů. Všechny zmíněné horniny často obsahují grafit.

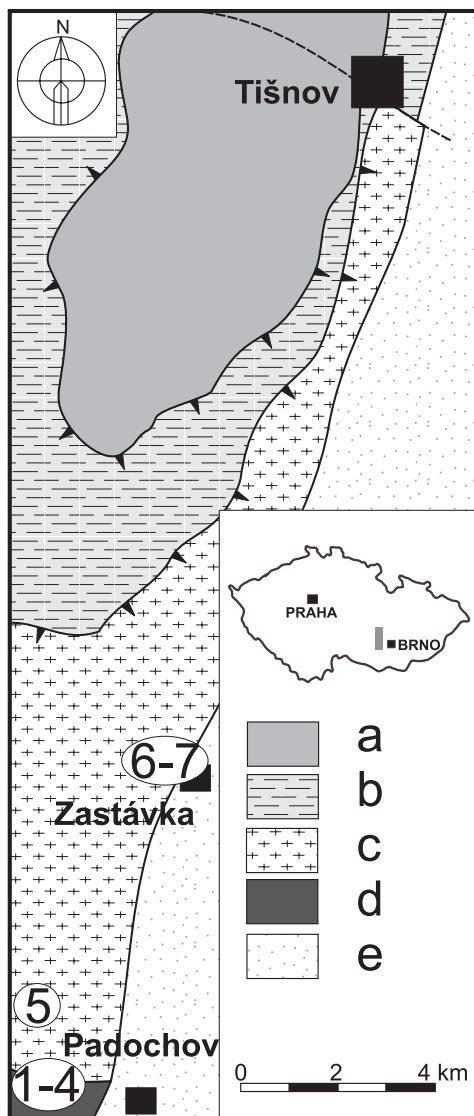
Moldanubický příkrov se přesunul přes moravikum v důsledku šikmé kolize brunovistulika s moldanubikem (SCHULMANN *et al.* 1991). Horniny moravika prošly polyfázovým metamorfickým vývojem. Variská metamorfóza má inverzní charakter (SCHULMANN *et al.* 1991; ŠTÍPŠKÁ a SCHULMANN 1995; TICHÝ 1992). Intenzita metamorfózy tedy roste směrem od autochtonní deblínské skupiny přes příkrovy moravika až do moldanubického příkrovu. V metapelitech můžeme pozorovat růst intenzity metamorfózy od chloritové zóny v autochtonní části, přes granátovou, staurolitovou a kyanitovou zónu (v příkrovech moravika a svorové zóně) až k silimanitové zóně v moldanubiku (ŠTÍPŠKA *et al.* 1999; TICHÝ 1992). Pro svrchní příkrov moravika v severní části svratecké klenby je typická minerální asociace $Grt + Bt + Mu \pm Chl$, která podle TICHÉHO (1992) vznikla za P-T podmínek 500–560 °C a 5–7 kbar.

Svrchní příkrov moravika se v jižní části svratecké klenby skládá hlavně z bítešských ortorul a metasedimenty olešnické jednotky tvoří pouze úzký pás, který ortoruly na jižním okraji lemují. Od moldanubika je olešnická jednotka oddělena bítešskou a náměššskou dislokací (JAROŠ a MÍSAŘ 1976).

V zájmovém území (obr. 1) vystupuje olešnická jednotka severně od Oslavan v údolí Balinky a je tvořena řadou typů metasedimentů mezi nimi převažují biotitické ruly až svory. Běžné jsou polohy mramorů, vápenatosilikátových hornin, kvarcitů a amfibolitů (VOSYKA 1956).

V této části olešnické jednotky byly popsány kalcitické a dolomitické mramory s převažující minerální asociací $Tr + Phl + Cal \pm Dol \pm Di \pm Qtz \pm Gr \pm Pl$ (HOUZAR a LEICHMANN 2003; HOUZAR a NOVÁK 1991; HOUZAR *et al.* 2000). Na základě texturní pozice bylo v mramorech vyčleněno několik generací tremolitu (HOUZAR *et al.* 2000). Dolomitické mramory ve studované části olešnické jednotky prodělaly odlišný metamorfický vývoj ve srovnání s mramory v sousedním moldanubiku (HOUZAR a NOVÁK 1991). Asi 50 m mocná

poloha mramorů je dobře odkryta v opuštěném kamenolomu na levém břehu Balinky (obr. 2a). Střídají se zde až několik dm mocné pásy šedých kalcitových a bílých dolomitových mramorů s tremolitem (HOUZAR *et al.* 2000). V okolních biotitických rulách s polohami muskovit-biotitických svorů a fylitů vystupují tenké polohy (do 1 m) grafitových mramorů



Obr. 1. Zjednodušená geologická mapa studované oblasti svratecké klenby moravika (upraveno podle JAROŠE 1992): (a) horniny paraautochtonní jednotky (deblínská jednotka a devonické metasedimenty); (b) jednotka Bílého potoka; (c) bitešská jednotka; (d) olešnická jednotka; (e) permské a karbonské sedimenty (1-7 lokalizace studovaných vzorků viz. tab. 1).

Fig. 1. Simplified geological map of the studied area of Svratka Dome of Moravicum (modified from JAROŠ 1992): (a) rocks of paraautochthone unit (Deblín Unit and Devonian metasediments); (b) Bílý potok Unit; (c) Bíteš Unit; (d) Olešnice Unit, (e) Permian and Carboniferous sediments (1-7 localization of studied samples see tab. 1).

a vápenatosilikátových hornin (VOŠKA 1956). Tyto metasedimenty tvoří řadu drobných výchozů přímo v údolí Balinky a v několika bočních údolích, která do něj ústí.

Bítešská jednotka je v zájmovém území zastoupena hlavně muskovit-biotitickými až biotitickými ortorulami s porfyroklasty živeců až 1 cm velkými. Vzácně se vyskytují středně až drobně zrnité variety bez porfyroklastů. Místy se v ortorulách objevují tenké polohy muskovit-biotitických až biotitických rul (až 3 m mocné) a u obce Zastávka u Brna je několik m mocná poloha amfibolitů. Protolity bitešských ortorul představovaly granity, které vznikly tavením starší kontinentální kůry (FINGER a STEYERER 1995). Proterozoické stáří protolitu je doloženo datováním zirkonu metodou SHRIMP U-Pb (586 ± 7 Ma a 578 ± 7 Ma, FRIEDL *et al.* 2000).

3. Metodika

Pro studium byly zvoleny lokality reprezentující hlavní horninové typy ve svrchním příkrovu moravika (tab. 1).

Tabulka 1. Minerální asociace a lokalizace studovaných vzorků hornin.

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

Číslo	Vzorek	Lokalita	Hornina	Minerály
1	BB166	Padochov	mramor	Cal, Tr, Dol, Bt, Tc
2	BB387	Padochov	vápenatosilikátová h.	Cpx, Pl, Qtz, Amp
3	BB165	Padochov	svor	Qtz, Bt, Ms, Pl, Grt, Tur
4	BB161	Padochov	svor	Qtz, Bt, Ms, Pl, Grt, Tur
5	BB159	Zákřany	rula	Qtz, Bt, Ms, Kfs, Pl, Grt
6	BB388	Zastávka	ortorula	Qtz, Bt, Ms, Kfs, Pl, Grt
7	BB155	Zastávka	amfibolit	Amp, Bt, Pl, Qtz, Ilm, Rt

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 (Laborator elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, Ústav geologických věd PřF MU a Česká geologická služba). Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za následujících analytických podmínek: urychlovací napětí 15 kV; průměr elektronového svazku 5 μ m, proud svazku 10 nA, načítací čas 10–20 s pro hlavní prvky, 20–60 s pro stopové prvky; operátor: Š. Benedová. Byly použity tyto standardy: Si, K, Al – sanidin, Mg – MgO, Fe – almandin, Ca – grosulár, Mn – spesartin, Ti – titanit, Cr – chromit, Na – albit, Sr – SrSO₄, P – fluoapatit, F – topaz, Cl – NaCl, Zn – gahnit, V – vanadinit, Cu – Cu, Y – YAG. Obsahy prvků byly přepočteny PAP korekcí (POUCHOU a PICOIR 1985).

Empirický vzorec amfibolů byl přepočten na 23 kyslíků a poměr Fe²⁺/Fe³⁺ 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, Fe²⁺ a Fe³⁺ bylo rozpočteno na základě stechiometrie (Si + B-pozice = 5). Krystalochemické vzorce slíd jsou vypočteny na základě 20 O + 4 (OH + F). Empirické vzorce živeců byly přepočteny na 8 atomů kyslíku. Použité zkratky minerálů jsou podle KRETZE (1983).

4. Petrografická charakteristika

4.1. Bítešské jednotka

Bítešské ortoruly jsou světle šedé až šedohnědé středně zrnité horniny s porfyroblastickou stavbou a plošně paralelní lepidogranoblastickou základní tkání. Porfyroblasty tvoří plagioklasty (Ab₈₀₋₈₂) a často také draselné živce (Or₉₁₋₉₂ Ab₇₋₉) o velikosti až 3 mm. Vzácně

tvorí porfyroblasty také muskovit. Undulózně zhášejší xenomorfní křemen tvorí protažená zrna s nepravidelným až laločnatým okrajem. Polysynteticky zdvojitý plagioklas tvorí hypautomorfní zrna, která jsou postižena sericitizací. Xenomorfní draselný živec má často vyvinuté mikroklinové mřížkování. Slídy se často koncentrují do drobných pásků (obr. 2b). Biotit (obr. 3a; $^{IV}Al = 2,53-2,58$ apfu; $X_{Fe} = 0,66-0,70$) místy bývá částečně přeměněn na chlority. Muskovit tvorí drobné lupenité agregáty orientované souhlasně s foliací horniny ($Si = 6,25-6,42$ apfu; $Na = 0,07-0,08$ apfu). Vzácně se v některých rulách objevují až 1 mm velká oválná zrna granátu (obr. 3b; $Alm_{62-64} Sps_{3-6} Prp_2 Grs_{29-31}$).

V bítešských rulách někdy nalezneme drobné až několik dm mocné polohy bohaté slídami. V těchto polohách se vzácně objevuje granát. Jedna z těchto poloh se nachází asi 500 m severně od výchozu studovaných svorů. Tato středně zrnitá ortorula obsahuje až 1 cm velké porfyroblasty plagioklasů (Ab_{81-84}). Draselný živec je většinou přítomen jako drobná xenomorfní zrna v základní hmotě ($Or_{94-95} Ab_{5-6}$). Dále je přítomen xenomorfní křemen a drobné lupínky slíd. Biotit (tab. 2) je tence lupenitý ($^{IV}Al = 2,51-2,63$ apfu; $X_{Fe} = 0,62-0,64$) a někdy obsahuje inkluze monazitu nebo zirkonu. Drobné lupínky muskovitu jsou chemicky poměrně homogenní ($Si = 6,19-6,35$ apfu; $Na = 0,07-0,14$ apfu). Granát

Tabulka 2. Reprezentativní chemické složení biotitu.

Table 2. Representative chemical composition of biotite.

Vzorek	BB 388	BB 159	BB 159	BB 165	BB 165	BB 161	BB 161
SiO ₂	35,52	35,59	34,81	36,41	36,21	35,60	35,98
TiO ₂	3,16	3,23	2,39	2,46	2,20	1,75	1,67
Al ₂ O ₃	17,82	16,58	18,50	19,15	18,91	19,61	20,37
FeO	24,25	22,85	22,87	17,73	17,71	20,07	19,24
MnO	0,32	0,56	0,62	0,16	0,18	0,21	0,10
MgO	6,00	7,76	7,25	10,73	10,46	9,30	9,10
CaO	0,01	0,00	0,08	0,05	0,11	0,02	0,02
Na ₂ O	0,06	0,10	0,14	0,16	0,13	0,26	0,30
K ₂ O	9,28	9,61	9,26	9,08	9,08	9,08	8,88
F	0,48	0,44	0,27	0,37	0,42	0,48	0,47
Cl	0,07	0,07	0,06	0,03	0,05	0,01	0,01
H ₂ O*	3,65	3,66	3,74	3,83	3,76	3,73	3,76
O=F,Cl	0,22	0,20	0,13	0,16	0,19	0,21	0,20
Celkem	100,38	100,34	99,93	99,98	99,02	99,94	99,73
Si	5,473	5,483	5,372	5,437	5,465	5,386	5,413
Ti	0,366	0,374	0,277	0,277	0,250	0,199	0,189
^{IV} Al	2,527	2,517	2,628	2,563	2,535	2,614	2,587
^{VI} Al	0,709	0,495	0,737	0,807	0,830	0,883	1,026
Fe	3,125	2,943	2,951	2,214	2,235	2,539	2,421
Mn	0,041	0,073	0,081	0,020	0,023	0,027	0,013
Mg	1,379	1,782	1,669	2,388	2,354	2,097	2,042
Ca	0,001	0,000	0,013	0,007	0,018	0,004	0,003
Na	0,019	0,031	0,041	0,047	0,037	0,077	0,086
K	1,823	1,888	1,823	1,729	1,748	1,753	1,704
OH*	3,750	3,765	3,853	3,820	3,788	3,767	3,775
F	0,233	0,216	0,132	0,173	0,199	0,230	0,221
Cl	0,017	0,018	0,015	0,007	0,013	0,004	0,004
Σ Kat.	19,464	19,596	19,601	19,489	19,495	19,581	19,487

(Alm₅₀₋₆₀ Sps₁₃₋₃₀ Prp₂₋₄ Grs₇₋₃₂ Adr₀₋₁) se vyskytuje velmi vzácně jako až 0,2 mm velká atolová zrna, která uzavírají biotit, muskovit, křemen a plagioklas. Okraj atolového granátu (obr. 2c) se oproti středu liší vyššími obsahy Grs komponenty (tab. 3). Kromě monazitu a zirkonu se běžně objevuje také apatit a allanit.

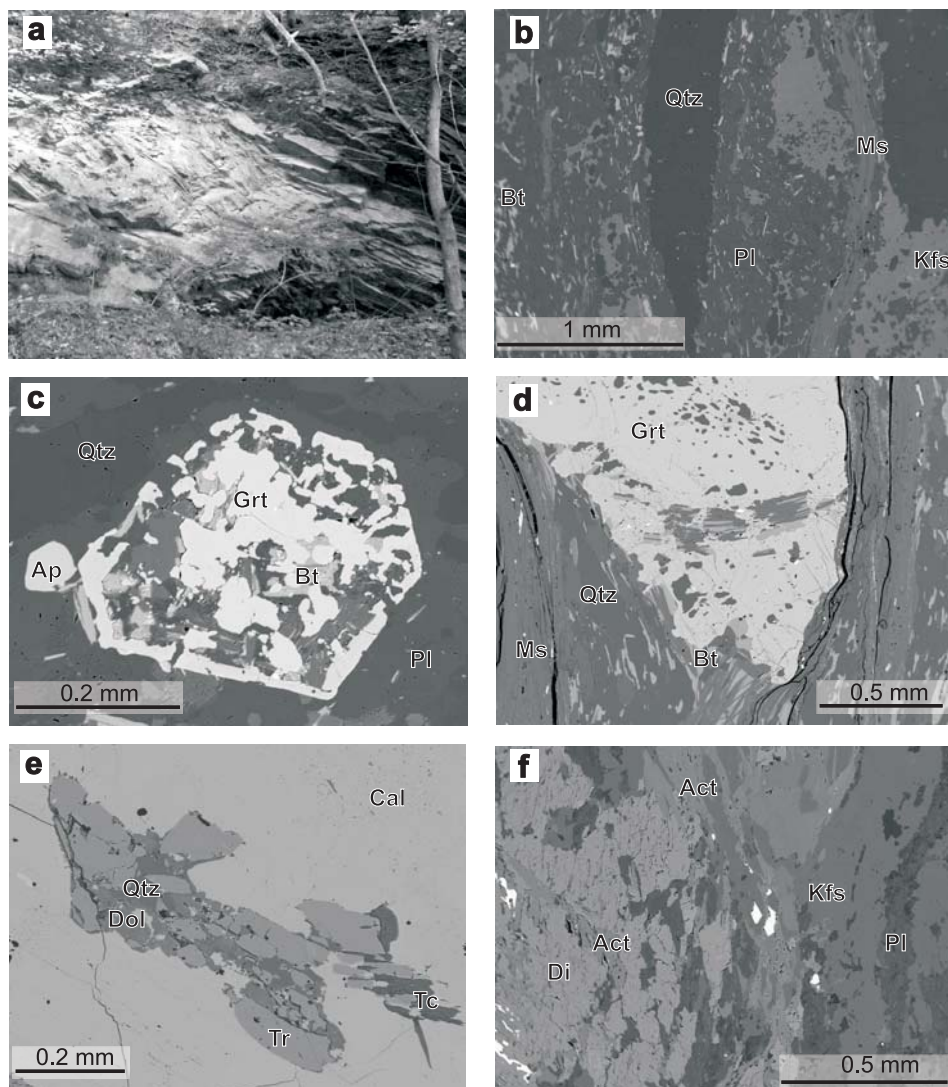
V údolí potoka Habřina na západním okraji Zastávky u Brna vystupuje v ortorulách několik m mocná poloha středně zrnitých amfibolitů. Tyto horniny jsou složeny hlavně z amfibolu a biotitu a v malém množství je přítomen plagioklas a křemen. Amfibol (obr. 3c) tvoří větší porfyroblasty, které uzavírají lišty chloritizovaného biotitu, četné inkluze apatitu a ilmenitu (je často lemován titanitem). Okolo těchto větších porfyroblastů jsou drobné sloupečkovité krystaly amfibolů obsahující jen malé množství inkluzí (apatit). Středy porfyroblastů amfibolu odpovídají svým chemickým složením magneziohornblendu (obr. 3c; Si = 6,7-7,0 apfu, X_{Fe} = 0,23-0,24). Okraje porfyroblastů a drobné sloupečkovité krystaly mají složení tschermakitu (tab. 3; Si = 6,2-6,5 apfu, X_{Fe} = 0,39-0,28). Plagioklas

Tabulka 3. Reprezentativní chemické složení granátů.

Table 3. Representative chemical composition of garnets.

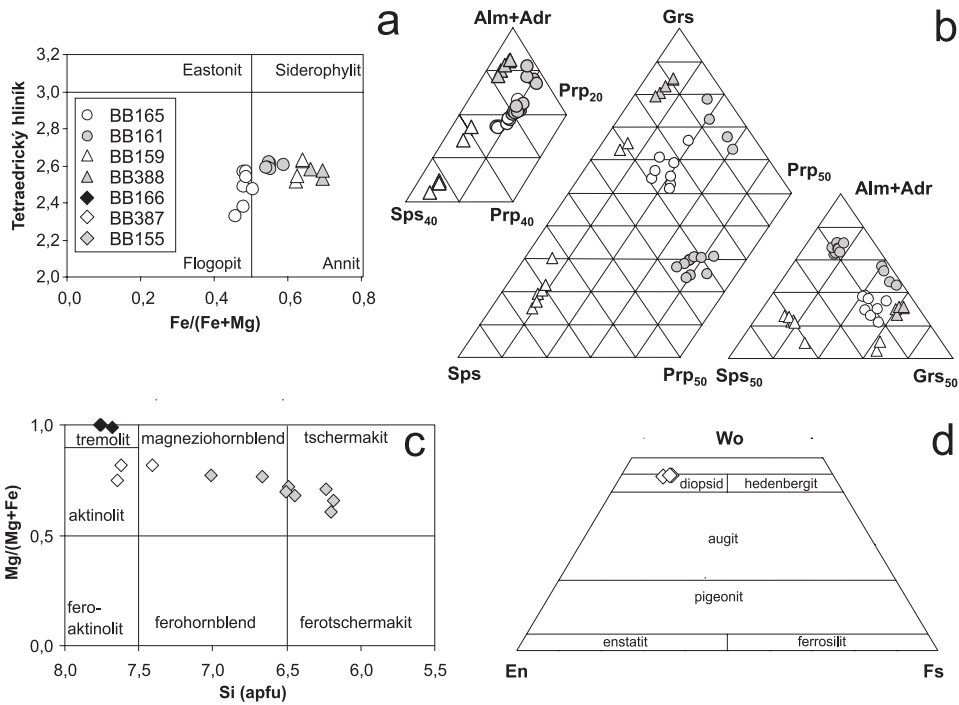
Vzorek	BB 161	BB 161	BB 161	BB 165	BB 159	BB 159	BB 159	BB 388	BB 388
SiO ₂	37,77	37,09	37,10	37,52	36,60	36,85	37,33	37,44	37,63
TiO ₂	0,05	0,10	0,02	0,13	0,01	0,01	0,01	0,16	0,12
Al ₂ O ₃	21,40	21,36	21,13	21,34	20,85	20,71	20,93	21,10	21,38
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃ ^{calc}	0,00	0,36	0,00	0,00	0,65	0,00	0,65	0,00	0,00
FeO ^{calc}	31,47	29,82	33,29	28,09	25,53	26,09	22,89	27,87	28,77
MnO	0,78	1,03	3,44	4,33	12,83	12,71	5,85	2,59	1,86
MgO	2,22	1,62	2,24	2,06	0,90	0,85	0,65	0,46	0,51
CaO	6,36	8,25	2,44	6,61	2,69	2,69	11,21	10,49	10,30
Na ₂ O	0,01	0,03	0,04	0,00	0,04	0,00	0,07	0,02	0,00
Y ₂ O ₅	0,04	0,04	0,02	0,00	0,06	0,02	0,07	0,00	0,02
F	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Celkem	100,11	99,72	99,72	100,11	100,17	99,94	99,68	100,15	100,59
Si	3,016	2,974	3,003	2,998	2,981	3,008	2,993	2,998	2,999
Ti	0,003	0,006	0,001	0,008	0,001	0,001	0,001	0,009	0,007
Al	2,014	2,019	2,016	2,010	2,002	1,992	1,978	1,991	2,009
Fe ³⁺	0,000	0,022	0,000	0,000	0,040	0,000	0,039	0,000	0,000
Cr	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Mg	0,264	0,194	0,270	0,246	0,109	0,103	0,078	0,055	0,060
Fe ²⁺	2,102	2,000	2,254	1,877	1,739	1,781	1,535	1,866	1,918
Mn	0,053	0,070	0,236	0,293	0,885	0,879	0,397	0,176	0,126
Ca	0,544	0,709	0,212	0,566	0,235	0,235	0,963	0,900	0,880
Na	0,002	0,004	0,006	0,000	0,007	0,001	0,010	0,003	0,001
Y	0,002	0,002	0,001	0,000	0,003	0,001	0,003	0,000	0,001
F	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000
Σ Kat.	8,000	8,000	7,999	8,005	8,000	7,999	8,000	8,006	8,000
Alm	71	67	76	63	59	59	52	62	64
Adr	0	1	0	0	2	0	2	0	0
Grs	18	23	7	19	6	8	30	30	29
Prp	9	7	9	8	4	3	3	2	2
Sps	2	2	8	10	30	29	13	6	4

tvorí hypautomorfní až xenomorfní zrna a zrnité agregáty s reverzní zonálností. Poměrně homogenní jádra (Ab_{76-78}) jsou lemována okrajem s vyšší bazicitou (Ab_{60-73}). Zrna ilmenitů jsou většinou z velké části nahrazeny směsí rutilu a hematitu.



Obr. 2. Metamorfované horniny jihovýchodního okraje svratecké klenby moravika (fotografie b-f BSE snímky): (a) lom v tremolitických mramorech poblíž Padochova v údolí Balinky (vzorek BB166); (b) muskovit-biotitická ortorula s granátem (vzorek BB388); (c) atolový granát z biotitem bohaté polohy v bítešských ortorulách (vzorek BB159); (d) Porfyroblast granátu v muskovit-biotitickém svoru (vzorek BB161); (e) porfyroblast tremolit v mramoru (vzorek BB166); (f) diopsid částečně ztlačovaný aktinolit (vzorek BB387).

Fig. 2. Metamorphic rocks from southeastern part of the Svatka dome of Moravicum (photos b-f BSE-images): (a) quarry near Padochov in Balinka valley (sample BB166); (b) muscovite-biotite orthogneiss with garnet (sample BB388); (c) atoll garnet from biotite-rich layer in Bíteš orthogneiss (sample BB159); (d) garnet porphyroblast in the muscovite-biotite micaschist (sample BB161); (e) tremolite porphyroblast in marble (sample BB166); (f) diopside partially replaced by actinolite (vzorek BB387).



Obr. 3. Chemické složení vybraných minerálů: (a) diagram tetraedrický hliník vs. X_{Fe} pro biotity; (b) trojúhelníkové diagramy Prp - Sps - Alm + Adr, Prp - Sps - Grs a Grs - Sps - Alm+Adr pro granáty; (c) klasifikační diagramy pro amfiboly (LEAKE *et al.* 1997); (d) klasifikační diagram pro Ca - Mg - Fe pyroxeny (MORIMOTO *et al.* 1988).

Fig. 3. Chemical composition selected minerals: (a) diagram tetrahedral aluminium vs. X_{Fe} for biotites; (b) ternary diagrams Prp - Sps - Alm + Adr, Prp - Sps - Grs and Grs - Sps - Alm + Adr for garnets; (c) classification diagrams of amphiboles (LEAKE *et al.* 1997); (d) classification diagram of Ca - Mg - Fe pyroxenes (MORIMOTO *et al.* 1988).

4.2. Olešnická jednotka

Muskovit-biotitické svory jsou středně až drobně zrnité horniny místy s až 2 mm velkými porfyroblasty granátu. Centrální části zrn granátů (obr. 3b) jsou chemicky poměrně homogenní ($Alm_{74-76} Sps_{6-9} Prp_{9-10} Grs_{6-8} Adr_{0-1}$) a obsahují četné inkluze křemene, plagioklasu (obr. 2d) a vzácně ilmenitu. Inkluze často indikují rotaci granátového porfyroblastu a vzácně jsou v některých porfyroblastech patrné reliktů krenulační kliváže. Na okrajích zrn se někdy vyskytuje až 0,2 mm široká zóna charakterizovaná vyšším podílem Grs komponenty ($Alm_{67-71} Sps_{1-2} Prp_{5-9} Grs_{18-25} Adr_{0-1}$). Některé svory obsahují částečně korodovaná zrna almandinového granátu (Alm_{57-63}), která se vyznačují nevýrazným poklesem Sps_{6-11} a Grs_{19-26} komponent směrem k okrajům zrna. Muskovit ($Si = 6,17-6,21$ apfu; $Na = 0,25-0,32$ apfu) většinou mírně převažuje nad biotitem. Jeho lupinky mají délku až 1 mm. Lokálně vytváří až 0,2 mm mocné střížné zóny společně s chloritem, orientované subparalelně s foliací. Biotit (obr. 3a) v základní hmotě má poměrně homogenní složení ($IVAl = 2,33-2,61$ apfu; $X_{Fe} = 0,46-0,59$) a bývá místy slabě postizen chloritizací. V některých vzorcích jsou patrné mladší porfyroblasty biotitu, které přerůstají foliáci. Hypautomorfní zrna plagioklasu jsou chemicky poměrně homogenní (Ab_{76-78}), pouze vzácně obsahují jádra s vyšší bazicitou stejně jako vzácné inkluze plagioklasu v granátu (Ab_{79-82}). Jádra bývají zakalena jílovými minerály. Svory jsou často zbarveny grafitickým

pigmentem. Jako akcesorické minerály se v základní hmotě objevují turmalín, rutil, monazit, apatit, zirkon. Někdy jsou přítomny drobné listy ilmenitů, které obsahují 5–10 mol. % pyrofanitové a maximálně 1 mol. % geikielitové komponenty.

Mramory jsou převážně středně zrnité, bílé někdy s šedými pásy o mocnosti až několik dm. Šedé zbarvení je způsobeno grafitem. Hypautomorfně omezený polysyntetický zdvojitý kalcit obsahuje maximálně 1,5 hm. % MgO a 0,1 hm. % SrO. Dolomit (0,1–0,9 hm. % FeO) je přítomen v malém množství do 5 mod. % a to jako xenomorfní zrnité agregáty srůstající s tremolitem (obr. 2e). Společně s tremolitem se také objevují zrna křemene a drobné lupenité agregáty mastku. Tremolit (obr. 3c) tvoří až 0,8 mm dlouhé sloupce a sloupcovité agregáty a někdy uzavírá oválné inkluze křemene. Někdy se objevují tlusté lupínky flogopitu o délce až 1,3 mm. Flogopit ($^{IV}Al = 1,94\text{--}1,95$ apfu; $X_{Fe} = 0,02\text{--}0,03$) bývá místy postižen chloritizací. Jako akcesorické minerály se objevují zrna apatitu a zirkonu.

Tabulka 4. Reprezentativní chemické složení amfibolů a pyroxenů.

Table 4. Representative chemical composition of amphiboles and pyroxenes.

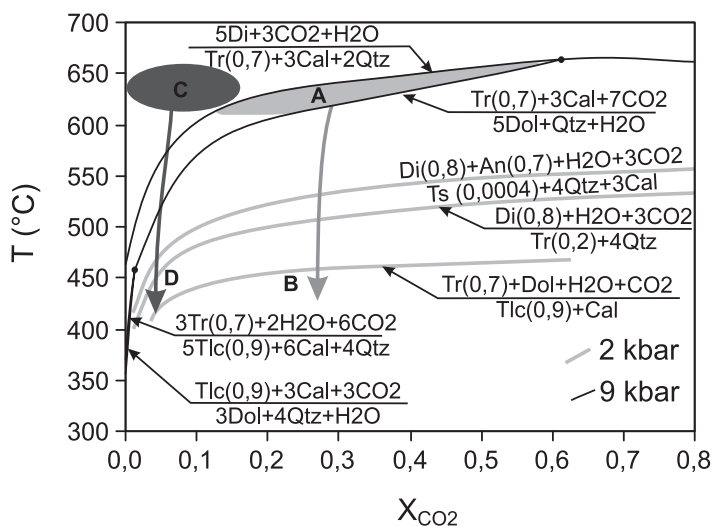
Minerál	Amfibol								Pyroxen	
	Vzorek	BB166	BB166	BB 387	BB 387	BB 155	BB 155	BB 155	BB 155	BB 387
SiO ₂	57,92	56,08	52,11	54,02	42,17	48,99	43,31	44,44	53,02	53,25
TiO ₂	0,07	0,13	0,14	0,09	0,52	0,23	0,45	0,31	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	1,42	2,21	4,51	2,78	15,71	7,97	15,96	13,25	0,40	0,40
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,01	0,04	0,06	0,07	0,04	0,00	0,04	0,02
FeO ^{calc}	0,00	0,43	6,78	6,77	9,04	7,29	7,56	8,73	6,10	6,76
Fe ₂ O ₃ ^{calc}	0,88	3,59	4,06	4,14	7,12	6,76	7,95	5,40	1,69	0,44
MnO	0,02	0,05	0,26	0,31	0,28	0,27	0,25	0,21	0,33	0,30
MgO	24,70	22,15	16,73	17,25	9,64	13,94	10,27	11,39	13,71	13,85
CaO	13,44	13,38	12,70	12,72	11,32	11,67	10,88	11,64	24,78	24,55
Na ₂ O	0,26	0,33	0,52	0,34	1,42	0,81	1,72	1,34	0,17	0,10
K ₂ O	0,09	0,18	0,43	0,24	0,46	0,37	0,43	0,27	-	-
H ₂ O*	2,26	2,21	2,12	2,14	2,06	2,11	2,10	2,06	-	-
Cl	0,02	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	-	-
F	0,45	0,38	0,29	0,33	0,09	0,07	0,11	0,09	-	-
O=F, Cl	-0,20	-0,16	-0,13	-0,14	-0,04	-0,03	-0,05	-0,04	-	-
Celkem	101,32	100,95	100,54	101,02	99,86	100,53	100,98	99,10	100,23	99,67
Si	7,752	7,682	7,410	7,622	6,184	7,014	6,234	6,505	1,973	1,988
^{IV} Al	0,223	0,318	0,590	0,378	1,816	0,986	1,766	1,495	0,017	0,018
^{VI} Al	0,000	0,038	0,166	0,083	0,900	0,359	0,942	0,791	-	-
Ti	0,007	0,013	0,015	0,010	0,058	0,025	0,049	0,034	-	-
Fe ³⁺	0,088	0,370	0,434	0,440	0,786	0,728	0,861	0,594	0,047	0,012
Cr	0,000	0,001	0,001	0,004	0,007	0,008	0,005	0,000	0,001	0,001
Fe ²⁺	4,928	4,523	3,548	3,628	2,107	2,974	2,203	2,485	0,190	0,211
Mg	0,000	0,049	0,806	0,798	1,108	0,873	0,910	1,069	0,761	0,771
Mn	0,002	0,006	0,031	0,036	0,035	0,033	0,030	0,027	0,010	0,009
Ca	1,927	1,964	1,935	1,923	1,779	1,790	1,677	1,825	0,988	0,982
Na	0,068	0,088	0,143	0,092	0,404	0,226	0,480	0,380	0,012	0,007
K	0,015	0,031	0,077	0,043	0,085	0,067	0,079	0,050	-	-
Cl	0,005	0,000	0,006	0,003	0,005	0,000	0,000	0,000	-	-
F	0,192	0,164	0,130	0,148	0,039	0,033	0,052	0,039	-	-
Σ Kat.	15,202	15,246	15,285	15,205	15,308	15,116	15,288	15,294	4,000	4,000

Mramory jsou často provázeny až 1 m mocnými polohami vápenatosilikátových hornin až kvarcitů. Jde o středně zrnité horniny s granoblastickou strukturou. V okrajových částech převažují hypautomorfní zrna diopsidu (obr. 3d; $X_{Fe} = 0,21-0,24$) o velikosti až 3 mm. Chemické složení diopsidu je poměrně homogenní (tab. 4). Místy se objevují mladší sloupce a agregáty zrn aktinolitu až magneziohornblendu (obr. 3c, $Si = 7,41-7,65$ apfu, $X_{Fe} = 0,18-0,25$). Zatlačují okraje zrn pyroxenů a lemují mladší střížné zóny v zrnech diopsidu (obr. 2f). Plagioklasy (Ab_{34-53}) tvoří agregáty xenomorfních zrn, které společně s méně zastoupeným xenomorfním křemenem a draselným živcem ($Or_{91-93} Ab_{8-9}$) vyplňují prostor mezi pyroxeny. Zrna plagioklasu bývají na okrajích a podél štěpných trhlin postižena přeměnou na jílové minerály. Poměrně běžnými akcesorickými minerály jsou pyrit, titanit a apatit. Někdy se objevují drobná hypautomorfní zrna allanitu a calcitu.

5. P-T-X podmínky metamorfózy

Při výpočtech P-T podmínek metamorfózy byl použit granát-biotitový termometr (HODGES a SPEAR 1982). Stejnou kalibraci použili ŠTÍPŠKA a SCHULMANN (1995) při svých kalkulacích metamorfních podmínek v dyjské klenbě. Na základě výpočtů pro tlak 9 kbar byly z matrix svorů zjištěny teploty 570–611 °C a z inkluzí biotitu v granátu teploty 513–552 °C. Při stejném tlaku byly pro vzorek ortoruly vypočteny teploty jen kolem 498–507 °C.

Poněkud jiné výsledky byly získány na základě termodynamických výpočtů z celé minerální asociace obou studovaných hornin s použitím programu THERMOCALC 3.33 (POWELL a HOLLAND 1994). Aktivitní koeficienty byly vypočteny programem AX (HOLLAND a POWELL 1998). Výpočet z matrix svorů poskytl P-T podmínky 643 ± 28 °C a 9 ± 1 kbar. Pro vzorek ortoruly byly získány podobné P-T podmínky (630 ± 47 °C a 10 ± 2 kbar). Pro matrix amfibolitů, které tvoří polohu v ortorulách byly pomocí amfibol-plagioklasového termometru (HOLLAND a POWELL 1994) vypočteny teploty 642–672 °C při předpokládaném



Obr. 4. Izobarický T- X_{CO_2} diagram zobrazující vybrané metamorfní reakce pro tlaky fluid 2 a 9 kbar s použitím reálných aktivit koncových členů pro minerální asociace mramoru a vápenatosilikátové horniny (vypočteno programem THERMOCALC). Aktivitní pod 1 jsou uvedeny v závorkách.

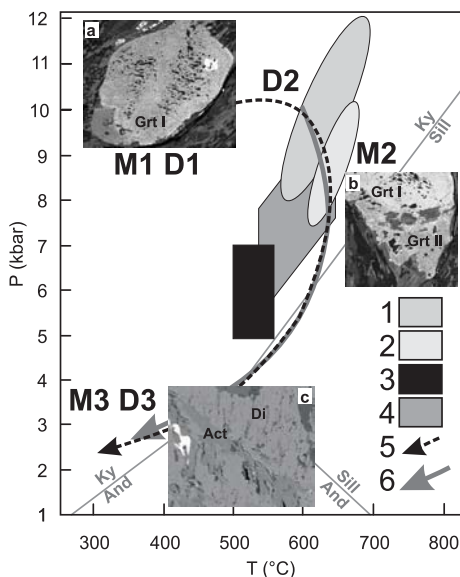
Fig. 4. The isobaric T- X_{CO_2} plot showing selected activity corrected metamorphic reactions in the marble and calc-silicate rock at 2 and 9 kbar fluid pressure (calculated using THERMOCALC). Activities below 1 are in parentheses.

tlaku 9 kbar. Střední část porfyroblastů amfibolů indikuje pro stejný tlak poněkud nižší teploty kolem 620 °C.

Při tlaku 9 kbar je tremolit ve studovaných mramorech stabilní do teplot 600–670 °C při koexistenci s fluidní fází o složení $X_{CO_2} = 0,1-1,0$. Reakce byly vypočteny v programu THERMOCALC pro minerální fáze jejichž aktivity odpovídají typickému složení minerálů ve studované hornině (obr. 4). Horní hranice stability minerální asociace mramorů poměrně dobře odpovídá teplotám vypočteným z okolních metapelitů. Přítomnost diopsidu ve vápenatosilikátových horninách, které tvoří polohy v metapelitech poblíž mramorů, můžeme vysvětlit velmi nízkým X_{CO_2} v koexistující fluidní fázi (při teplotách kolem 640 °C muselo být $X_{CO_2} < 0,2$).

6. Diskuse

Na základě studia staveb hornin olešnické jednotky u Oslavan můžeme vyčlenit několik deformačních a metamorfních fází. Během nejstarší deformace (D1) vznikla foliace a místy také krenulační kliváž (viz. BSE snímek a na obr. 5). Relikty planárních staveb jsou definovány orientací inkluzí křemene v granátu. Zmíněné stavby zůstaly zachovány pouze v centrálních částech porfyroblastů granátu (Grt I), které jsou produktem metamorfózy M1.



Obr. 5. P-T podmínky vrcholné metamorfózy svrchního příkrovu moravika: (1-2) jižní část svratecké klenby (1 - ortorula a 2 - svor; tato práce), (3) severní část svratecké klenby (TICHÝ 1992), (4) dyjská klenba (ŠTÍPŠKÁ a SCHULMANN 1995); (5-6) P-T dráha pro horniny (5) jižní část svratecké klenby a (6) dyjské klenby (ŠTÍPŠKÁ a SCHULMANN 1995). BSE snímky: a) relikty krenulační kliváže starším granátu (Grt I), b) mladší okraje granátu (Grt II), c) diopsid částečně zatlačovaný aktinolitom podél střížného pásu.

Fig. 5. P-T condition of peak metamorphism for Upper Moravian Nappe (Moravicum): (1-2) southern part of the Svatka Dome (1 - orthogneisses and 2 - micaschist; this work), 3) northern part of the Svatka Dome (TICHÝ 1992), 4) Thaya Dome (ŠTÍPŠKÁ and SCHULMANN 1995); (5-6) P-T path for (5) rocks from southern part of the Svatka Dome and (6) Thaya Dome (ŠTÍPŠKÁ and SCHULMANN 1995). BSE-images: a) relicts crenulation cleavage in the older garnet (Grt I), b) younger garnet rim (Grt II), c) diopside partially replaced by actinolite along shear zone.

Během metamorfózy M2 vznikly okraje granátu (viz. BSE snímek b na obr. 5), které mají ve srovnání se zbytkem zrna vyšší obsahy Grs a nižší obsahy Sps komponenty (Grt II). Většinou mají tyto mladší okraje největší mocnost v tlakových stínech granátových porfyroblastů (obr. 2d) což naznačuje jejich vznik během deformace D2. Vypočtené P-T podmínky z matrix metapelitů a amfibolitů (~ 600–670 °C a ~ 8–10 kbar) jsou blízké vrcholným podmínkám variské metamorfózy (M2). Během deformace D2 vznikla ve svorech a rulách foliace definovaná orientací slíd. Deformace D2 a syntektonická metamorfóza M2 patrně souvisejí s závěrečnou fází přesouvání moldanubického příkrovu přes svrchní příkrov moravika, kterou SCHULMANN *et al.* (1991) datuje na 350–340 Ma.

Zjištěné P-T podmínky metamorfózy M2 jsou poněkud vyšší než předpokládá TICHÝ (1992) pro podobné horniny svrchního příkrovu moravika v severní části svratecké klenby. Avšak TICHÝ (1992) udává pouze přibližný odhad tlaku, který není podložen žádným geobarometrickým výpočtem. P-T podmínky vypočtené pro svrchní příkrov moravika v dyjské klenbě (ŠTÍPŠKA *et al.* 1999) se překrývají s hodnotami publikovanými v této práci jen částečně (obr. 5). ŠTÍPŠKA *et al.* (1999) použila při výpočtu teplot kalibraci termometru, která ve srovnání s programem THERMOCALC dává poněkud nižší teploty (viz. kapitola 5. P-T-X podmínky metamorfózy). Použití odlišných kalibrací geotermometrů a geobarometrů by mohlo vysvětlovat odlišnost mezi zde prezentovanými daty a výsledky starších prací.

Později vznikaly ve svorech střížné pásy (D3) na nichž nacházíme rekrystalovaný muskovit a chlorit. Tyto minerály jsou produktem retrográdní metamorfózy (M3). Tato mladá deformace patrně proběhla někdy v období 330–320 Ma (SCHULMANN *et al.* 1991, FRITZ *et al.* 1996). Ve většině studovaných hornin se nejlépe zachovala minerální asociace, která je produktem metamorfózy M2.

Mramory indikují podobný metamorfní vývoj jako metapelity a amfibolity (obr. 4). Tremolit často zatlačuje zrna dolomitu a křemene. Někdy také uzavírá drobné oválné inkluze dolomitu což naznačuje že vznikl prográdní reakcí: $5\text{Dol} + 8\text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} = \text{Tr} + 3\text{Cal} + 7\text{CO}_2$ (1) v podmínkách blízkých vrcholu metamorfózy M2. Během této metamorfózy zároveň nebyla překročena reakce produkující diopsid: $\text{Tr} + 3\text{Cal} + 2\text{Qtz} = 5\text{Di} + 3\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ (2). Reakce 1 a 2 ohraničují pole stability minerální asociace mramorů během metamorfózy M2. P-T podmínky zjištěné programem THERMOCALC z okolních metapelitů můžeme použít pro odhad složení fluidní s nimiž koexistovaly mramory a vápenatosilikátové horniny. Tremolit za těchto podmínek mohl koexistovat s fluidy o složení $X_{\text{CO}_2} = 0,1\text{--}0,6$. HOUZAR *et al.* (2000) upozorňují na existenci mladších tremolitů, které tvoří radiálně paprscité agregáty na plochách foliace a na puklinách mramorů. V dolomitických mramorech byly také zjištěny drobné akumulace tence jehlicovitého bílého tremolitu vyplňujícího střížné zóny. Tyto tremolity patrně vznikaly po vrcholu metamorfózy v důsledku přínosu fluidní fáze možná společně s křemíkem z okolních metapelitů.

Diopsid je typickým minerálem vápenatosilikátových hornin v okolí mramorů. Minerální asociace těchto hornin ($\text{Di} (\text{Hd}) + \text{Pl} + \text{Qtz} + \text{Kfs} \pm \text{Cal}$) vznikla v důsledku reakce 2. Tato reakce ($\text{Tr-Act} + 3\text{Cal} + 2\text{Qtz} = 5\text{Di} (\text{Hd}) + 3\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$) tedy představuje spodní hranici stability pro minerální asociaci vápenatosilikátových hornin během vrcholů metamorfózy M2. Při teplotách kolem 640 °C a tlacích 9 kbar mohl diopsid vznikat pouze v koexistenci s fluidy $X_{\text{CO}_2} < 0,2$.

Mastek v mramorech zatlačuje zrna tremolitu a často srůstá společně s kalcitem. Mastek tedy s největší pravděpodobností vznikl až během metamorfózy M3 retrográdní reakcí (FERRY, 2000): $\text{Tr} + \text{Dol} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = 2\text{Tc} + 3\text{Cal}$ (3). Tlak ani složení fluid během této metamorfózy neznáme. Pro tlak kolem 2 kbar a pro přibližně stejné složení fluidní fáze jako během vrcholu metamorfózy můžeme ohraničit horní teplotu této metamorfózy pomocí reakce 3 na přibližně 450 °C. Přítomnost mladšího aktinolitu až magneziohornblendu ve střížných pásích (viz. BSE snímek c na obr. 5) ve vápenatosilikátových horninách umožňuje vymežit za podobných teplot horní hranici stability těchto amfibolů pomocí re-

akce 2 nebo reakce: $Di + An + H_2O + 3CO_2 = Ts + 4Qtz + 3Cal$ (4). Tyto přeměny nejvýrazněji postihly pyroxeny na kontaktu s okolními svory.

7. Závěry

Metamorfni vývoj hornin svrchního příkrovu moravika v jižní části svratecké klenby moravika byl rozčleněn na tři hlavní metamorfni fáze.

Nejstarší fázi představuje syntektonická metamorfóza M1 (D1) během níž rostla jádra některých granátů ve svorech a patrně vznikla jádra amfibolových porfyroblastů v amfibolitech. Inkluze uvnitř těchto porfyroblastů bohužel neposkytují dostatek údajů pro odhad přesných P-T podmínek. Z amfibolitů a svorů byly zjištěny teploty kolem 520–620 °C pro tlak 9 kbar.

Druhou metamorfni etapu (M2) indikuje syntektonická minerální asociace v matrix svorů (D2), amfibolitů a rulových enkláv v ortorulách. P-T podmínky zjištěné pro tuto etapu jsou patrně blízké vrcholu metamorfózy (~ 600–670 °C a ~ 8–10 kbar). Minerální asociace mramorů a vápenatosilikátových hornin zaznamenávají právě tuto metamorfózu M2. V mramorech vznikla minerální asociace $Tr + Cal \pm Dol$. Tato minerální asociace musela za daných P-T podmínek vznikat v rovnováze s fluidy o složení $X_{CO_2} = 0,1-0,6$. Vrcholná minerální asociace vápenatosilikátových hornin ($Qtz + Pl + Di \pm Cal$), které jsou s mramory asociovány, naopak indikuje koexistenci s fluidy o složení $X_{CO_2} < 0,2$.

Nejmladší metamorfni fáze (M3) se ve svorech projevuje vznikem střížných pásů v nichž nacházíme rekrystalovaný muskovit a chlorit (deformace D3). Střížné pasy pozorujeme také ve vápenatosilikátových horninách, kde podél nich roste mladší aktinolit až magneziohornblend. V mramorech se tato metamorfóza projevuje vznikem masku a to na úkor tremolitu a dolomitu. Tyto sekundární minerály umožňují odhadnout horní teplotní limit metamorfózy M3 na 450 °C pro tlak 2 kbar.

Poděkování

Autor děkuje S. Vránovi a Z. Némethovi za kritické pročtení rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu ČGS 390003 (Základní geologické mapování Brněnska v měřítku 1:25 000).

LITERATURA

- FERRY, J. M., 2000: Patterns of mineral occurrence in metamorphic rocks. - *Amer. Mineral.*, 85 (11-12): 1 573-1 588.
- FINGER, F., STEYRER, H. P., 1995: A tectonic model for the eastern Variscides: Indications from a chemical study of amphibolites in the south-eastern Bohemian massif. - *Geologica Carpathica*, 46: 137-150.
- FRITZ, H., DALMEYER, D. R., NEUBAUER, F., 1996: Thick-skinned versus thin-skinned thrusting: Rheology controlled thrust propagation in the Variscan collisional belt (The southeastern Bohemian Massif, Czech Republic, Austria). - *Tectonics*, 15 (6): 1 389-1 413.
- FRIEDL, G., FINGER, F., MCNAUGHTON, N. J., FLETCHER, I. R., 2000: Deducing the ancestry of terranes: SHRIMP evidence for South America derived Gondwana fragments in central Europe. - *Geology*, 28(11): 1 035-1 038.
- HODGES, K. V. AND SPEAR, F. S., 1982: Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. - *Amer. Mineral.*, 67: 1 118-1 134.
- 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.
- HOUZAR, S., LEICHMANN, J., 2003: Application of cathodoluminescence to the study of metamorphic textures in marbles. - *Bull. Geol.*, 78: 241-250.

- HOUZAR, S., NOVÁK, M., 1991: Dolomite marbles at contact of the Moldanubicum and Moravicum in the area between Jasenice and Oslavany. - *Acta Mus. Morav. Sci. nat.*, 76: 83-94.
- HOUZAR, S., NOVÁK, M., NĚMEČKOVÁ, M., 2000: Distribuce tremolitových mramorů v Českém masivu. - *Acta Mus. Morav., Sci. geol.*, 85: 105-123.
- JAROS, J., MISAŘ, Z., 1976: Nomenclature of the tectonic and lithostratigraphic units in the Moravian Svratka Dome (Czechoslovakia). - *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 51: 113-122.
- 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.
- MISAŘ, Z., 1983: Geologie ČSSR I Český masív. - *St. pedagog. Naklad*, 1-331.
- 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.
- 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.
- SCHULMANN, K., LEDRU P., AUTRAN A., MELKA R., LARDEAUX J. M., URBAN M., LOBKOWICZ M., 1991: Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: a kinematic interpretation. - *Geol. Rundschau*, 80(1): 73-92.
- SCHUMACHER, J. C., 1996: The estimation of the proportion of ferric iron in the electron-microprobe analysis of amphiboles. - *Can. Mineral.*, 34, 238-246.
- ŠTÍPSKÁ, P., SCHULMANN, K., 1995: Inverted metamorphic zonation in a basement-derived nappe sequence, eastern margin of the Bohemian Massif. - *Geol. J.*, 30 (3-4): 385-413.
- ŠTÍPSKÁ, P., SCHULMANN, K., HOCK, V., 1999: Complex metamorphic zonation of the Thaya dome: result of buckling and gravitational collapse of an imbricated nappe sequence. - Geological Society, London, Special Publications, 169 (1): 197-211.
- TICHÝ, M., 1992: Inverzní metamorfóza v severním křídle Svratecké klenby. - diplomová práce, PřF UK, Praha, 1-83.
- ULRICH, S., SCHULMANN, K., CASEY, M., 2002: Microstructural evolution and rheological behaviour of marbles deformed at different crustal levels. - *J. Struct. Geol.*, 24 (5): 979-995.
- VOSYKA, S., 1956: Zpráva o podrobném geologickém mapování krystalinika severně od Oslavan. - *Zpr. geol. Výzk.* v r. 1955: 207-209.