ISSN 1211–8796

*Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*
XC (2005): 121–146, 2005

# NODULE VÁPENATOSILIKÁTOVÝCH HORNIN V POLIČSKÉM KRYSTALINIKU A JEJICH LITOLOGICKÝ VÝZNAM

NODULES OF CALC-SILICATE ROCKS FROM POLIČKA CRYSTALLINE UNIT AND THEIR LITHOLOGIC SIGNIFICANCE

DAVID BURIÁNEK

*Abstract*

*Buriánek, D., (2005): Nodule vápenatosilikátových hornin v poličském krystaliniku a jejich litologický význam – Acta Musei Moraviae, Sci.geol., 90: 121–146 (with English summary)*

The nodules of calc-silicate rocks from several localities in the Polička crystalline complex were studied using various mineralogical and petrological methods. Nodules are enclosed in the biotite to muscovite-biotite gneises and located in 2 km thick zones situated concordantly with the main foliation of the Polička crystalline complex from NW to SE. These rocks are a product of the metamorphism predominantly calcareous concretions under amphibolite facies conditions and mineral assemblage indicated very low $X_{CO2}$.

Key words: Czech Republic, Polička crystalline complex, calc-silicate rocks, nodules, PT conditions

Czech Geological Survey, Leitnerova 22, 658 59, Brno, Czech Republic; burianek@cgu.cz

## 1. Úvod

Vápenatosilikátové horniny mají přes své malé zastoupení velký význam pro litostratigrafii metamorfovaných sedimentárních komplexů. Je to způsobeno jejich atypickým chemickým složením a závislostí jejich minerálních asociací na složení fluid. Většina prográdních reakcí v tomto systému má na straně produktů $CO_2 \pm H_2O$. Minerální asociace jsou odolnější proti retrográdním přeměnám a častěji zachovávají podmínky blízké vrcholným podmínkám metamorfózy. Zároveň se v tomto systému mnohdy setkáváme s nerovnovážnými asociacemi. Interpretace metamorfního záznamu v těchto horninách bývá složitější než v metapelitech. Vápenatosilikátové horniny často vystupují s tělesy mramorů nebo amfibolitů. Většinou jsou vázany na oblasti, v nichž primárně probíhala pestrá, převážně mělkovodní sedimentace. Naopak jen vzácně se vápenatosilikátové horniny objevují v oblastech tvořených monotonními komplexy rul. Chemické složení rul a celková stavba takových komplexů připomíná flyšovou sedimentaci. Vápenatosilikátové horniny mohou do značné míry pomoci při členění větších metamorfovaných celků, nebo při srovnávacích studiích podobných krystalických jednotek.

## 2. Metodika

Pro výbrusové preparáty bylo vybráno 8 vzorků vápenatosilikátových hornin (tab. 1). Výbrusy byly zhotoveny v laboratořích ČGS v Praze.

| číslo | lokalita | hornina | typ | minerální asociace | Poznámka |
|---|---|---|---|---|---|
| 151 | Hartmanice | erlan | nodule | Grt + Di + Pl + Qtz + Czo ±Cal | okraj: Pl+Di+Qtz |
| 2002 | Jedlová | erlan | nodule | Di + Pl + Qtz + Czo + Ttn ± Tur | okraj: Amp+Pl+Qtz+Ttn |
| 1625 | Jedlová | amfibolit | nodule | Pl + Qtz ± Di± Amp + Ttn | |
| 101 | Sádek | erlan | nodule | Grt + Di + Pl + Qtz + Czo + Cal + Ttn | – |
| 132 | Korouhev | erlan | nodule | Pl + Qtz + Amp+ Grt + Bt + Ilm + Py + Ap | Chl zatlačuje Bt |
| 25 | Sádek | erlan | nodule | Pl + Qtz + Amp + Grt + Ilm + Py + Ap | – |
| 144 | Sádek | erlan | nodule | Grt+Di+Pl+Qtz+Czo+Cal+Ttn | okraj: Di+Amp+Pl+Qtz+Ttn |
| 138 | Proseč | erlan | nodule | Pl+Di+Qtz+Cal+Ttn | okraj: Pl+Amp+Qtz+Cal+Ttn |
| 14 | Nyklovice | rula | – | Qtz + Pl + Bt + Ms + Grt + Sil + Tur | – |
| 142 | Paseky | rula | – | Qtz + Pl + Bt + Ms + Grt + Sil | – |
| 87 | Korouhev | rula | – | Qtz + Pl + Bt + Ms + Grt + Sil | – |
| 22 | Sádek | rula | – | Qtz + Pl + Bt + Ms + Grt + Sil | – |
| 145 | Jedlová | sv. rula | – | Qtz + Bt + Ms + Pl+ Grt + Sil + St + Tur | – |

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

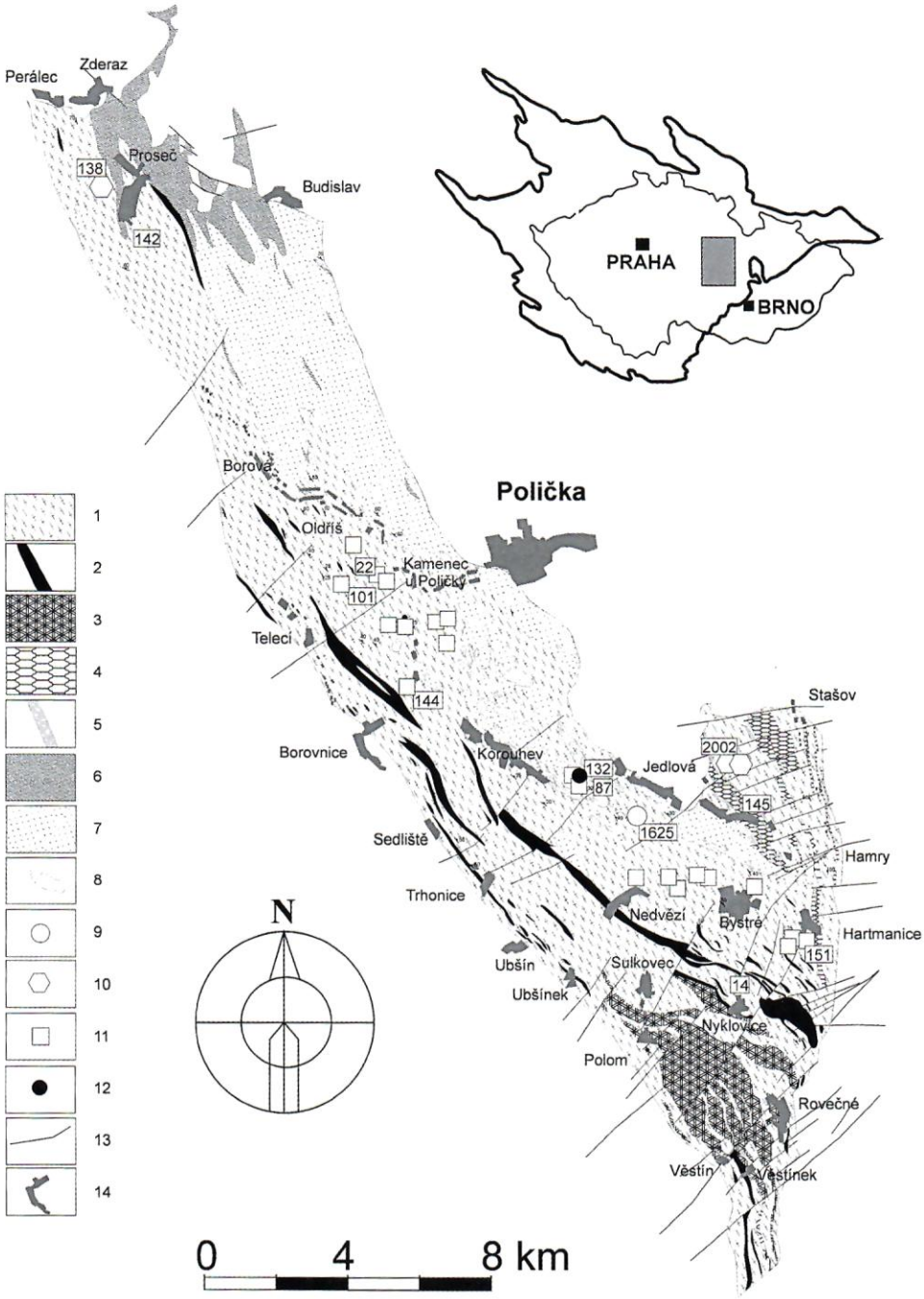
Analýzy minerálů byly provedeny na dvou elektronových mikrosondách:

(I) Cameca Camebax SX-100, Ústav geologických věd PřF, MU, Brno. Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za podmínek: urychlovací napětí 15 kV, průměr elektronového svazku 5 $\mu$m, proud 30 nA, načítací čas 20 sekund, operátor R. Čopjaková. Jako standardu bylo užito (K$\alpha$ X-ray linie): augit (Si, Mg), ortoklas (K), jadeit (Na), chromit (Cr), almandin (Al), andradit (Fe, Ca), rodonit (Mn), TiO (Ti).

(II) Cameca Camebax SX-100, Slovenský Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava. Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za podmínek: urychlovací napětí 15 kV, průměr elektronového svazku 4–5 $\mu$m, proud 20 nA, načítací čas 20 sekund, operátor V. Kollárová. Jako standardu bylo užito (K$\alpha$ X-ray linie): wollastonit (Si, Ca), ortoklas (K), albit (Na), chromit (Cr), $Al_2O_3$ (Al), MgO (Mg), $Fe_2O_3$ (Fe), kovový Mn (Mn), $TiO_2$ (Ti), NaCl (Cl), $BaF_2$ (F).

Obr. 1. Zjednodušená geologická mapa poličského krystalinika s vyznačenou lokalizací studovaných vzorků (upraveno podle: Mísař et al., 1995; Stárková et al., 1996 a 1998): 1. biotitické až muskovit-biotitické ruly, 2. amfibolity a mramory, 3. granulity a ortoruly, 4. svory, 5. grafitické kvarcity, 6. biotitické až muskovit biotitické granity, 7. biotitické až amfibol biotitické tonality až granodiority, 8. amfibolická až amfibol pyroxenická gabra a ultrabazické horniny, 9. nodule /Di + Pl + Ttn + Cal + Amp/, 10. nodule /Amp+ Pl + Grt + Ilm/, 11. nodule /Di + Pl + Grt + Czo + Ttn + Cal + Amp/, 12. nodule /Di + Pl+ +Ttn + Cal + Amp + Czo +Tu/, 13. zlom, 14. město nebo vesnice.

Fig. 1. Simplified geological map of the Polička crystalline unit with sample locations (modified from: Mísař et al., 1995; Stárková et al., 1996 and 1998): 1. biotite to biotite-muscovite gneises, 2. amphibolites and marbles, 3. granulites and orthogneises, 4. micaschists, 5. graphitic quartzites, 6. biotite to amphibole-biotite tonalites to granodiorites, 7. amphibole to amphibole-pyroxene gabbros and ultrabasic rocks, 9. nodules /Di + Pl + Ttn + Cal + Amp/, 10. nodules /Amp+ Pl + Grt + Ilm/, 11. nodules /Di + Pl + Grt + Czo + Ttn + Cal + Amp/, 12. nodules /Di + Pl + Ttn + Cal + Amp + Czo +Tu/, 13. fault, 14. city or village.


Perálec
Zderaz
Proseč
138
142
Budislav
PRAHA
BRNO
Borová
Polička
Oldříš
22
101
Kamenec u Poličky
Telecí
144
Borovnice
Korouhev
132
87
Jedlová
2002
145
Stašov
1625
Sedliště
Trhonice
Hamry
Nedvězí
Bystré
Hartmanice
151
Ubšín
Ubšínek
Sulkovec
14
Nyklovice
Polom
Rovečné
Věstín
Věstínek
N
0
4
8 km
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

Použité zkratky minerálu jsou podle Kretze (1983). Krystalochemické vzorce granátu jsou přepočteny na 12 kyslíků ($Fe^{3+}$ bylo dopočteno podle stechiometrie). Krystalochemické vzorce klinozoisitu jsou přepočteny na 12,5 aniontů. Pyroxeny jsou počítány na 6 kyslíků a trojmocné železo je přepočteno podle Droopa (1987). Krystalochemický vzorec amfibolů byl přepočten na 23 kyslíků a poměr $Fe^{2+}/Fe^{3+}$ byl odhadnut metodou 13 eCNK. Názvy amfibolů vychází z klasifikace Leakeho et al. (1997).

Při konstrukci T-X-$CO_2$ mřížky a výpočtech vrcholných PT podmínek metamorfózy pro minerální asociace studovaných hornin byl použit program THERMOCALC 2. 7. Aktivitní koeficienty byly vypočteny programem AX (Holland and Powell 1998).

Studium pomocí katodoluminiscenčního (CL) mikroskopu byly provedeny J. Leichmannem na Ústavu geologických věd PřF, MU, Brno. Pomocí zařízení HC2-LM („horká katoda") s připojeným mikroskopem SIMON-NEUSER.

Horninové vzorky o hmotnosti 1 a 3 kg (podle velikosti nodule) byly rozemlety na analytickou zrnitost v planetovém mlýnu a poté kvartovány na hmotnost 10–20 g. Chemické analýzy provedly metodou ICP-ES laboratoře Acme Analytic Laboratories Ltd., Vancouver, Kanada.

## 3. Geologická situace

Poličské krystalinikum (obr. 1) je vulkano-sedimentární komplex metamorfovaný převážně v amfibolitové facii. Charakteristickými horninami jsou muskovit-biotitické až biotitické ruly místy s granátem a sillimanitem. Na severovýchodním okraji (okolí Stašova) vystupují muskovit-biotitické svory, často se staurolitem, kyanitem a granátem. V krystaliniku nacházíme úzká tělesa amfibolitů, která provázejí mramory a vápenatosilikátové horniny. Tyto pruhy jsou koncentrovány hlavně podél jihozápadního okraje krystalinika. V celém metamorfovaném komplexu se setkáváme s tenkými vložkami metakonglomerátů, kvarcitů a kvarcitických rul.

Melichar (1995) tuto geologickou jednotku rozčlenil na tři litologicky rozdílná pásma. Na jihozápadě je spodní pásmo tvořené perlovými a migmatitizovanými rulami, amfibolity, mramory a leukokratními ortorulami. Střední pásmo tvoří drobnozrnné biotitické pararuly s vložkami dvojslídných rul, svorů a metakonglomerátů a průniky metatonalitů. Svrchní patro v okolí Stašova má charakter svorů, kvarcitů a grafitických hornin. Vulkano-sedimentární komplex poličského krystalinika je prorážen plutonickými horninami, které se člení do tří suit různého stáří (Buriánek et al. 2003). Nejstarší suita je zastoupena drobnými tělesy gaber a ultrabazických hornin. Plošně nejrozsáhlejší jsou horniny tonalitové suity (tonality a granodiority), které vystupují hlavně v severní části krystalinika. Nejmladší granitová suita je zastoupena biotitickými a muskovit biotitickými granity.

Východní hranice krystalinika je tvořena svojanovskou mylonitovou zónou, která jej odděluje od letovického krystalinika (Mísař 1962). Západní hranice s hlineckou zónou má též charakter tektonické poruchy (Mísař et al. 1983). Na severu se poličské krystalinikum noří pod sedimenty české křídové pánve. Hranici se svrateckým krystalinikem považoval Mísař (1960) a Mísař et al. (1983) za metamorfně a strukturně neostrou a vymezil ji litologicky. Šouba a Duda (1975) pokládali za hranici obou krystalinik několik stovek metrů mocné zlomové pásmo, podél něhož mělo dojít k nasunutí poličského krystalinika na krystalinikum svratecké.

Vápenatosilikátové horniny v poličském krystaliniku nebyly prozatím podrobněji studovány. Určitá pozornost jim byla věnována pouze v souvislosti s mramory (Slobodník a Hladíková 1994; Novák et al. 1997)

## 4. Metamorfóza poličského krystalinika

V poličském krystaliniku pozorujeme vzrůst intenzity metamorfózy od severu k jihu (Buriánek a Melichar 2000). Na základě minerální asociace byly programem Thermocalc vypočteny PT podmínky pro vzorky metapelitů, které se nacházejí v blízkosti výskytů studovaných vápenatosilkátových hornin (obr. 1). Na severozápadním konci krystalinika vystupují slabě metamorfované drobnozrnné biotitické až muskovit biotitické ruly. V okolí Perálce se v těchto rulách vyskytují vložky metapelitů obsahující minerální asociaci (Pl + Bt + Crd + Grt ± And ± St ± Chl): Horniny s podobnou minerální asociací jsou běžné v sousední hlinecké zóně. Pro danou minerální asociaci byly vypočteny teploty 560–570 °C a tlaky 2,5 až 3 kbar. Směrem k jihu (v okolí Proseče) je tato nízkotlaká metamorfóza překrývána metamorfózou v amfibolitové facii. Ruly v převážné části krystalinika pak mají podobnou minerální asociaci (Qtz + Pl + Bt ± Ms ± Grt ± Sil ± Tur). Avšak i v těchto rulách je patrný trend vzrůstu metamorfózy od severozápadu k jihovýchodu. U osady Paseky na severozápadě (vz. 124) krystalinika byly v metapelitech zjištěny PT podmínky 566 ± 28 °C a 5,2 ± 1,3 kbar. Ve střední části krystalinika u obce Sádek byly pro horninu se stejnou minerální asociací zjištěny PT podmínky: 586 ± 29 °C a 5,0 ± ± 1,3 kbar. Nejvyšší PT podmínky byly zjištěny v jižní části krystalinika u obce Nyklovice (675 ± 35 °C a 7,0 ± 1,4 kbar). Podobná situace jako na západním okraji je i na východním okraji krystalinika. Také zde pozorujeme změnu PT gradientu směrem k severu. Avšak v tomto směru klesá pouze teplota. Severně od Nyklovic u obce Jedlová vystupují svorové ruly, které obsahují minerální paragenezi: Qtz + Bt + Ms + Pl + + Grt + Sil ± ± St ± Tur. Tyto horniny indikují PT podmínky 661 ± 33 °C a 7,1±1,5 kbar.

## 5. Vápenatosilikátové horniny

### 5.1. Petrografie

Vápenatosilikátové horniny v poličském krystaliniku můžeme podle geologické pozice rozdělit na vápenatosilikátové horniny tvořící tělesa a vápenatosilikátové nodule.

Vápenatosilikátové horniny tvořící tělesa jsou prostorově svázány s tělesy amfibolitů a mramorů při jihozápadním okraji poličského krystalinika hlavně podél hranice se svrateckým krystalinikem. Hojné jsou zejména v oblasti mezi obcemi Sedliště a Ubušín. Tento typ hornin je tedy vázán pouze na spodní pásmo poličského krystalinika ve smyslu dělení Melichara (1995). Tělesa vápenatosilikátových hornin mohou vystupovat samostatně, nebo tvoří polohy uvnitř či na okrajích těles mramorů a amfibolitů. Jejich mocnost většinou nepřesahuje 50 m a délka první kilometry. Tyto horniny mají minerální asociaci: Pl + Kfs + Qtz ± Di ± Amp ± Grt ± Cal ± Ttn. Běžné jsou minerály skupiny epidot-klinozoisit a vzácně se může objevit skapolit.

Vápenatosilikátové nodule mají vesměs kulovitý nebo vejčitý tvar a jejich průměr se pohybuje zhruba od 5 cm do 2 m. Jsou uloženy v muskovit-biotitických až biotitických rulách místy s granátem a sillimanitem. Vyskytují se v nesouvislém pásu, který se táhne

souhlasně s foliací celým krystalinikem od Proseče na severu až k obci Hartmanice na jihu. Na výchozech se nodule vyskytují izolovaně a v terénu jsou jednotlivé nálezy často vzdáleny desítky až stovky metrů. Nodule jsou vázány na střední pásmo poličského krystalinika ve smyslu dělení Melichara (1995). Na základě petrografie můžeme vápenatosilikátové nodule rozdělit na několik skupin:

I. – Di + Cal + Pl + Qtz (± Ttn + Py ± Amp)
II. – Di + Cal + Pl + Qtz + Czo (± Ttn ± Amp ± Py ± Tur ± Grt)
III. – Di + Cal + Pl + Qtz + Czo + Grt (± Ttn)
IV. – Amp + Pl + Qtz + Grt + Py + Bt (± Ilm ± Chl)

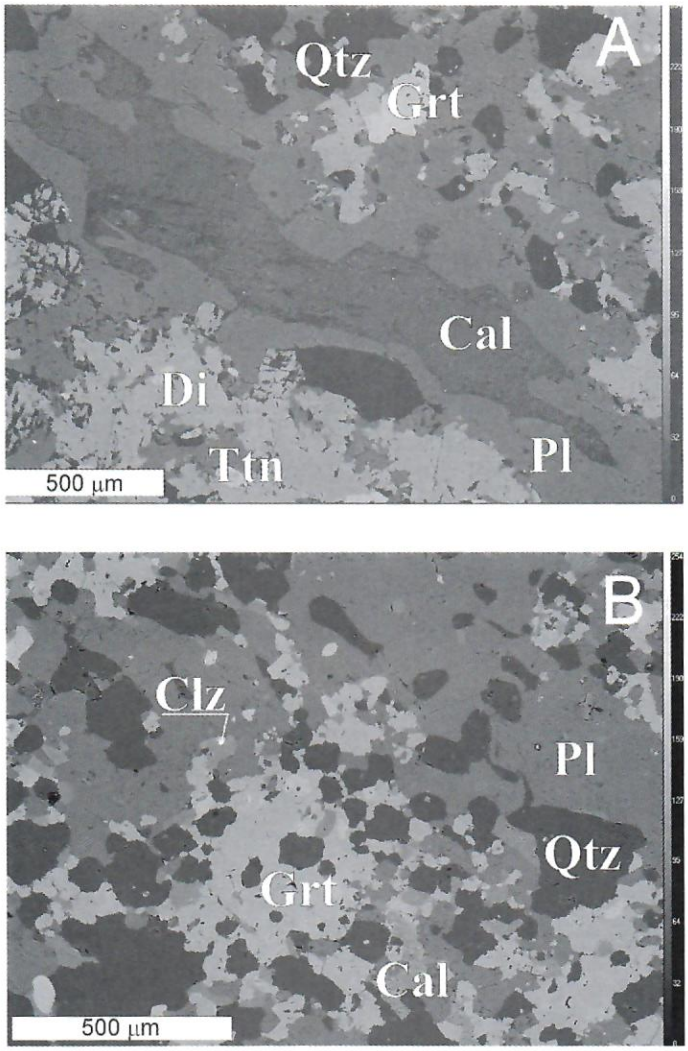
5.1.1. Skupina I.

Prozatím je znám pouze jediný výskyt tohoto typu nodule a to na severovýchodním okraji obce Jedlová. Byla zde uložena ve středně zrnitých muskovit-biotitických rulách s granátem a sillimanitem. Jde o drobnozrnnou, místy až středně zrnitou horninu s minerální asociací: Di+Pl+Qtz+Cal+Ttn+Py. Plagioklasy bývají polysynteticky zdvojčatěné o velikosti 0,5 až 1 mm. Někdy vytváří až 2 mm velké poikiloblasty, které uzavírají drobná zrna křemene a kalcitu. Zrna nevykazují v CL mikroskopu žádnou zřetelnou zonálnost (An 81–88 %). V tomto rozmezí se bazicita plagioklasů pohybuje v celé noduli, avšak v okrajových partiích se v intergranulárách mezi plagioklasy vyskytuje mladší oligoklas (An 26–27 %). V noduli se střídají zóny o mocnosti až 1 cm obsahující pouze diopsid se zónami s diopsidem a amfibolem. Na okraji nodule je dokonce přítomen pouze amfibol. Kalcit tvoří xenomorfní zrna, která vystupují téměř výhradně v asociaci s diopsidem a amfibolem. V polohách s diopsidem je kalcit zastoupen akcesoricky nebo zcela chybí. Diopsid ($Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ = 0,23–0,25) tvoří hypautomorfní někdy až oválná zrna o velikosti 0,3 až 1,5 mm. Tlustě sloupcovitý amfibol leží svým chemickým složením, na hranici mezi aktinolitem a magnesiohornblendem (Fe/(Fe+Mg) = 0,24–0,25, Si = 7,47–7,54 apfu). Titanit tvoří drobná oválná zrna často uzavřená v amfibolu. Automorfní až hypautomorfní zrna apatitu bývají mezi plagioklasy nebo v kalcitu. Vzácně se objevují zrna oscilačně zonálního zirkonu. Drobné inkluze pyritu bývají rozptýleny v celé noduli.

5.1.2. Skupina II.

Tento typ nodule se vyskytuje v severní části poličského krystalinika západně od Proseče a ve východní části krystalinika mezi obcemi Jedlová a Stašov. U Proseče byla nodule uložena v středně zrnitých biotitických rulách, které místy přecházely do drobně zrnitých metakonglomerátů. Většinu nodule tvoří jemnozrnná vápenatosilikátová hornina jejíž podstatnou složkou je xenomorfní pyroxen o velikosti 0,03 až 0,2 mm. Složení pyroxenu leží na rozhraní diopsidu a hedenbergitu ($Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ = 0,41–0,52). Některá zrna mají v odražených elektronech nepravidelnou smouhovitou zonálnost. Smouhy jsou tvořeny diopsidem a zbytek zrna hedenbergitem. Plagioklas o velikosti 0,1 až 0,3 je hypautomorfní jemně zdvojčatěný (An 91–95 %). Zrna křemene a kalcitu jsou xenomorfní a nesou známky deformace (undulósní zháší u křemene a tlakové dvojčatění u kalcitu). Křemen se také vyskytuje v podobě až 2 mm velkých oválných porfyroklastů, které makroskopicky připomínají psamitická zrna. Klinozoisit (Ps 15–17 %) tvoří drobné hypautomorfní sloupce o velikosti 30–10 $\mu$m. Jako hojná akcesorie se vyskytuje automorfní titanit. Na okraji je asi 7 mm mocná zóna složená z hypautomorfního polysynteticky zdvojčatěného plagioklasu (An 92–93 %), xenomorfního křemene a krátce sloupcovitého amfibolu. Amfiboly odpovídají magnesiohornblendu. Některá zrna uzavírají ve svém centru

amfibol, který má aktinolitové složení (Fe/(Fe + Mg) = 0,33–0,39, Si = 7,3–7,7 apfu). Jako akcesorie jsou přítomny titanit a apatit.

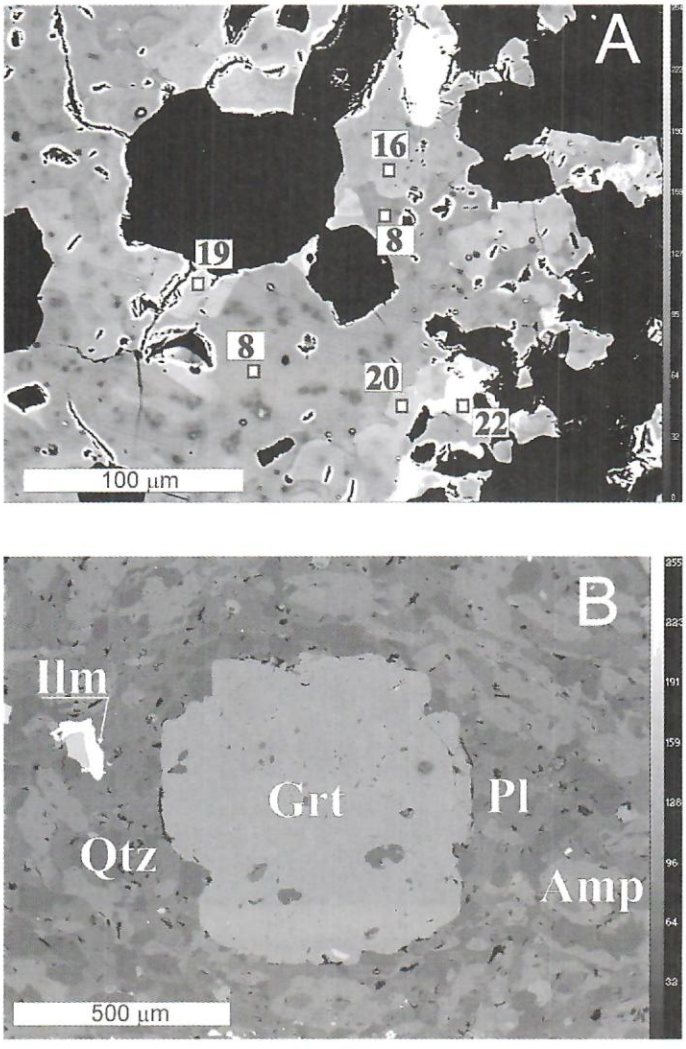



Obr. 2. Typické struktury vápenatosilikátových horninách z poličského krystalinika (BSE - obrázek): A - xenomorfně omezený kalcit lemovaný plagioklasem (vz. 151); B – vztahy mezi minerály ve střední části nodule skupiny III (vz. 101).

Fig. 2. Typical textures of calc-silicate rocks from the Polička crystalline unit (BSE-image): A – anhedral calcite rimmed by plagioclase (sample 151); B – relationships between minerals in central part of nodule group III (sample 101).

Velmi podobné typy drobnozrnných nodulí nacházíme u Jedlové. Od předchozí nodule se liší především nižším obsahem karbonátů. Ve střední části nodulí se navíc mohou vzácně vyskytnout poikiloblasty turmalínu. Na okraji je vyvinuta až 4 mm mocná zóna tvořená minerální asociací Amp + Pl + Qtz + Ttn. Hypautomorfní až 0,5 mm dlouhé sloupce

amfibolu odpovídají aktinolitu až magnesiohornblendu (Fe/(Fe + Mg) = 0,27–0,39, Si = = 7,4–7,6 apfu). Hypautomorfní až xenomorfní plagioklasy mají poněkud nižší bazicitu (An 92–93 %) než plagioklasy uvnitř nodule (An 96–98 %). Minerální asociace uvnitř nodule má složení: Di + Pl + Qtz + Cal + Clz + Ttn ± Tu ± Grt. Pyroxeny tvoří hypautomorfní zrna o velikosti 0,1–0,5 mm odpovídají diopsidu ($Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ = 0,34–0,48). Při kontaktu s okrajovou zónou nodule vykazují některé diopsidy zonálnost. Na okrajích




Obr. 3. Typické struktury vápenatosilikátových horninách z poličského krystalinika (BSE – obrázek): A – xenomorfně omezený nepravidelně zonální granát (vz. 101): čísla označují procentuální zastoupení almandinové komponenty, nodule skupiny III; B – porfyroblast granátu, nodule skupiny IV (vz. 132).

Fig. 3. Typical textures of calc-silicate rocks from the Polička crystalline unit (BSE-image): A – anhedral garnet with irregular zonation (sample 101): numbers indicate the percentage of almandine component, nodule group III; B – garnet porphyroblast, nodule group IV (sample 123).

mají vyvinutou zónu obohacenou hořčíkem ($Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) = 0{,}30–0{,}31$). Uvnitř této zóny bývají uzavírána drobná zrna aktinolitu. Turmalín tvoří 6 mm velký vějířovitý agregát, který je složený ze sloupcovitých poikiloblastů. Uzavírají hojné inkluze křemene, diopsidu a kalcitu. Turmalín odpovídá dravitu-uvitu (Fe/(Fe + Mg) = 0,38–0,47, Ca = = 0,4–0,5 apfu, Na = 0,4–0,5 apfu, Al = 5,7–6,0 apfu). Obsahy F (0,0–0,1 apfu), Ti (0,04–0,1 apfu) a Mn (0,00–0,02 apfu) jsou nízké. Klinozoisit (Ps = 16–11 %) tvoří hypautomorfní zrna nebo sloupce o velikosti 0,1–0,5 mm. Často srůstají s plagioklasem a někdy uzavírají drobné inkluze karbonátu. Granát ($Grs_{49-48}$ $Alm_{33-34}$ $Sps_{3-4}$ $Adr_4$ $Prp_{2-3}$) se vyskytuje pouze vzácně v podobě drobných xenomorfních zrn na kontaktu mezi křemenem, kalcitem a klinozoisitem.Vyskytuje se pouze v centrální části nodule kolem poikiloblastů turmalínu. Tento typ nodule je tedy přechodným článkem mezi druhou a třetí skupinou.

5.1.3. Skupina III

Tyto nodule se vyskytují na převážné většině území krystalinika. Jde o drobně až středně zrnité horniny. Většinou již makroskopicky můžeme v noduli rozlišit dvě zóny. Na okraji bývá vyvinuta až několik cm mocná zóna bez granátu. Naopak zbytek nodule granát obsahuje. Pro studium byly zvoleny tři nodule. Dvě pochází ze střední části krystalinika z okolí obce Sádek a jedna z jihovýchodního okraje krystalinika od obce Hartmanice. U všech tří vzorků byla zjištěna ve střední části nodule shodná minerální asociace: Di + Cal + Pl + Qtz + Clz + Grt + Ttn. Plagioklas (An 94–97 %) tvoří drobně zrnité agregáty složené z hypautomorfně omezených zrn o velikosti 0,1–0,7 mm. Vzácně vytváří větší porfyroblasty o velikosti až 1 mm, které uzavírají inkluze křemene, kalcitu, diopsidu a klinozoisitu. V CL mikroskopu nevykazují drobná zrna a porfyroblasty žádnou zřetelnou zonálnost. Pyroxen odpovídá diopsidu ($Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) = 0{,}33–0{,}49$) a tvoří převážně drobná izometrická zrna. Vzácně může být přítomen v podobě poikiloblastů, které uzavírají inkluze křemene a klinozoisitu. Kalcit tvoří xenomorfní zrna v CL mikroskopu bez zřetelné zonálnosti. Často jsou zrna karbonátu zcela uzavřena v plagioklasu (obr. 2A). Po chemické stránce jde téměř o čistý kalcit (MnO 0,25–0,26; FeO 0,20–0,23; MgO 0,02–0,06 hm. %). Klinozoisit (Ps = 3–14 %) tvoří hypautomorfní sloupce o délce až 0,5 mm nebo drobná oválná zrna. Okraje zrn bývají bohatší Fe (0,42 apfu) než středy (0,27–0,28 apfu). Pokud je zatlačován granátem tvoří xenomorfní zrna. Ve všech studovaných vzorcích jde o granát s převahou grossularové komponenty ($Grs_{66-91}$ $Alm_{2-22}$ $Sps_{1-9}$ $Adr_{1-7}$ $Prp_{0-1}$). Granát je většinou přítomen jako shluky drobných izometrických zrn, které zatlačují klinozoisit. Nebo tvoří větší poikiloblasty (obr. 3B) vyznačující se nepravidelnou smouhovitou zonálností (obr. 3A). Střední části zrn mají nižší obsahy Fe a vyšší obsahy Mn a Ca než okraje zrn. V noduli od Hartmanic pozorujeme žilku tvořenou hrubším agregátem složeným z křemene, plagioklasu (An 96–95 %) a diopsidu kolem níž roste granát s vyšším obsahem almandinové komponenty ($Grs_{42-55}$ $Alm_{31-39}$ $Sps_{7-10}$ $Adr_{4-6}$ $Prp_{2-5}$). Žilka je obklopena většími poikiloblasty klinozoisitu, které uzavírají drobná zrna plagioklasu, křemene a kalcitu. Jako akcesorický minerál se může objevit apatit, vzácněji monazit a zirkon. Směrem k okraji pak následuje u některých nodulí (vz. 151 a 101) zóna o mocnosti 1–3 cm. Obsahuje minerální asociaci: Di + Cal + Pl + +Qtz + Clz + Ttn. Převažujícím typem pyroxenu ($Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) = 0{,}43–0{,}59$) je i zde diopsid. Hedenbergit se vyskytuje jen vzácně jako nepravidelné smouhy uvnitř větších porfyroblastů. Klinozoisit (Ps = 3–7 %) tvoří automorfní až hypautomorfní sloupce a někdy i větší poikiloblasty. Bazicita plagioklasů je stejná jako v centru nodule. Zcela na okraji bývá vyvinuta až 0,5 cm mocná zóna složená pouze z plagioklasu diopsidu a křemene.

5.1.4. Skupina IV.

Tento typ nodule byl nalezen u Sádku a u rybníku Musil (na JV okraji obce Korouhev). Jde o drobnozrnnou horninu s porfyroblastickou strukturou. Základní tkáň je granoblastická a tvořená izometrickými zrny plagioklasu, křemene, apatitu a pyritu a krátkými sloupci amfibolu. V základní tkáni je křemen zastoupen 14–17 mod. % a amfibol 6–15 mod %. Obsahy pyritu a apatitu se v různých částech nodule mění, avšak u obou minerálů se pohybují do 1 mod. %. Zbývající část základní tkáně tvoří zonální plagioklasy o velikosti 0,1–0,2 mm. Skládají se z bazického jádra (An 89–90 %), které lemuje kyselejší plagioklas (An 87–88 %). Amfibol tvoří sloupcovité porfyroblasty o délce až 1 mm. Odpovídá magnesiohornblendu (Fe/(Fe + Mg) = 0,35–0,42, Si = 6,5–6,8 apfu). Na větších zrnech je patrná nevýrazná zonálnost. Okraje zrn jsou mírně bohatší MgO (10,2–10,3 wt. %) než středy zrn (9,9–9,7 wt.%). Granáty tvoří izometrické porfyroblasty o průměru až 0,9 mm (obr. 4B). Často uzavírají drobné inkluze všech minerálů, které jsou přítomny v základní tkáni. Granáty mají převahu almandinové komponenty ($Alm_{48-62}$ $Grs_{14-28}$ $Sps_{8-20}$ $Prp_{5-14}$ $Adr_{0-1}$) a jsou výrazně zonální. Směrem k okrajům roste obsah Fe a Mg a naopak klesá Mn a Ca. Charakteristickým akcesorickým minerálem je ilmenit. Tvoří drobné lišty uzavřené v granátu nebo nepravidelná zrna přímo v hornině. Chemicky naprosto převažuje ilmenitová komponenta (92–95 %) v malém množství je přítomna také pyrofanitová (4–8 %) a geikielitová (0–1 %) komponenta. Ilmenity uzavřené v granátu mají nižší obsahy Mn než ilmenity v základní osnově horniny. Hlavně v okrajových partiích nodule se vyskytuje v malém množství biotit, který bývá výrazně postižen chloritizací. Chlority spadají v klasifikaci Melky (1965) do polí thuringitu, chamozitu a klinochloru ((Fe + Mn + Cr)/(Fe + Mn + Cr + Mg) = 0,36–0,56, Si = 6,02–5,45 apfu). Okraj nodule se od zbytku liší pouze snížením velikosti zrna.

| číslo<br>lokalita<br>hornina | 101<br>Sádek<br>nodule | 132<br>Jedlová<br>nodule | 1*<br>PK<br>ruly | 2*<br>PK<br>amfibolity | 3*<br>K<br>vápnité jílovce | 4*<br>B<br>konkrece |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 54,3 | 57,01 | 53,86–82,32 | 40,62–56,75 | 46,25–50,75 | 56,71–69,42 |
| $TiO_2$ | 0,4 | 0,78 | 0,41–1,41 | 0,45–2,74 | – | 0,58–0,90 |
| $Al_2O_3$ | 16,06 | 18,57 | 8,09–28,36 | 11,30–16,34 | 11,63–13,63 | 7,3–12,32 |
| FeO | 4,31 | 6,49 | 2,53–9,08 | 8,34–15,85 | 3,26–7,26 | 1,12–6,30 |
| MnO | 0,46 | 0,3 | 0,06–0,19 | 0,16–0,27 | – | 0,02–0,06 |
| MgO | 1,44 | 2,54 | 0,95–3,97 | 3,09–7,60 | 0,98–2,03 | 0,98–2,03 |
| CaO | 18,52 | 10,25 | 0,06–2,06 | 6,49–18,58 | 9,89–17,38 | 3,33–13,88 |
| $Na_2O$ | 0,37 | 0,73 | 0,59-4,04 | 2,09–3,45 | 0,10–1,59 | 0,07–2,1 |
| $K_2O$ | 0,16 | 0,52 | 1,26–4,78 | 0,23–1,17 | 0,10–1,0 | 1,39–2,91 |
| $P_2O_5$ | 0,35 | 0,59 | 0,03–0,14 | 0,11–0,37 | – | 0,09–0,16 |
| TOTAL | 96,37 | 97,78 | – | – | – | – |

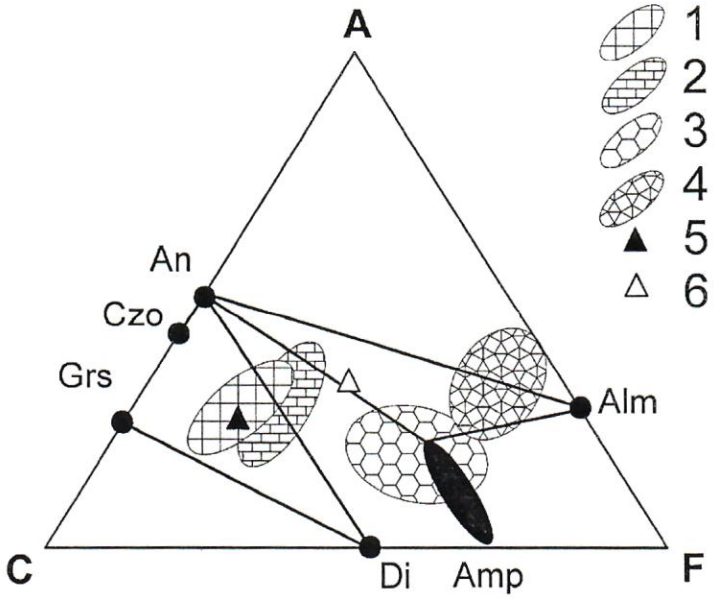
Tab. 2. Chemické složení vápenatosilikátových nodulí (vz. 101, 132), metamorfovaných hornin poličského krystalinika (č. 1* – ruly, 2* –amfibolity) a hornin, které mohly představovat možný původní sedimentární materiál pro vápenatosilikátové nodule (3* – vápnité jílovce (Petránek, 1963), 4* – vápnité nodule v silurských břidlicích (Štorch – Pašava, 1989), PK – poličské krystalinikum, K – česká křídová pánev, B – Barrandien.

Tab. 2. Chemical composition of calc-silicate nodules (samp. 101, 132), metamorphic rocks from the Polička crystalline unit (samp. 1* – gneises, 2* – amphibolites) and possible sedimentary precursors (samp. 3* – calcareous marls (Petránek, 1963), 4* – muddy limestone nodules in the Silurian shales (Štorch – Pašava, 1989), PK – Polička crystalline unit, K – Bohemian cretaceous basin, B – Barrandien.

## 5.2. Chemické složení nodulí

Na základě minerálních asociací byly vybrány dvě nodule pro horninovou analýzu. Jedná se o nodule z skupiny III (vz. 101) a IV (vz. 132). Vzorek ze skupiny III se od nodule skupiny IV liší nižšími obsahy $SiO_2$, $Al_2O_3$, MgO, $K_2O$, NaO, FeO, $P_2O_5$, $TiO_2$ a vyšším obsahem CaO (tab. 2). V ACF (obr. 7) diagramu pro facii granátických amfibolitů (subfacie sillimanit-almandinová podle Turnera, 1981) leží chemické složení nodule ze skupiny III v poli vápenatosilikátových hornin s asociací: Pl-Di-Grt-Qtz a nodule ze skupiny IV v poli bazických hornin s asociací: Amp-Pl(-Grt-Qtz).

Obsahy $SiO_2$, $Al_2O_3$, MgO, NaO, FeO a $TiO_2$ v nodulích jsou podobné jako obsahy těchto prvků v okolních rulách. Oproti tomu obsahy MnO, CaO jsou vyšší a $K_2O$ nižší než v rulách, ale jsou srovnatelné s obsahy těchto prvků v amfibolitech. Svým chemickým složením se nodule ze skupiny III blíží vápnitým jílovcům a slínovcům (obr. 4). Primárně to patrně byly vápnité konkrece uzavřené v jílovitých břidlicích a drobách (dnes rulách). Tuto skutečnost potvrzuje i srovnání chemického složení nodule ze skupiny III a vápnitých konkrecí silurského stáří z barrandienu (Štorch a Pašava 1989). Zajímavá je přítomnost velkého porfyroblastu turmalínu uvnitř jedné z nodulí skupiny II. Jak dokládá pozice turmalínu, byl bór přítomen v sedimentárním materiálu z něhož nodule vznikla a nepochází tedy z metasedimentů v jejím okolí. Chemickým složením nodule skupiny IV leží mezi vápenatosilikátovými horninami a amfibolity




Obr. 4. ACF diagram pro horniny facie granátických amfibolitů (Turner 1981): 1. vápnité slínovce a jílovce (Petránek, 1963), 2. vápnité konkrece – vápnité jílovce (Štorch-Pašava 1989), 3. amfibolity v poličském krystaliniku, 4. ruly v poličském krystaliniku, 5–6. vápenatosilikátové nodule (5 – skupiny III, 6 – skupina IV)

Fig. 4. ACF diagram for the rocks of garnet amphibolite facies (Turner 1981): 1. calcareous marls and mudstones (Petránek, 1963), 2. calcareous concretions – calcareous mudstones (Štorch-Pašava 1989), 3. amphibolites from the Polička crystalline unit, 4. gneisses from the Polička crystalline unit, 5–6. calc-silicate nodules (5 – group III, 6 – group IV).

## 5.3. Mineralogie

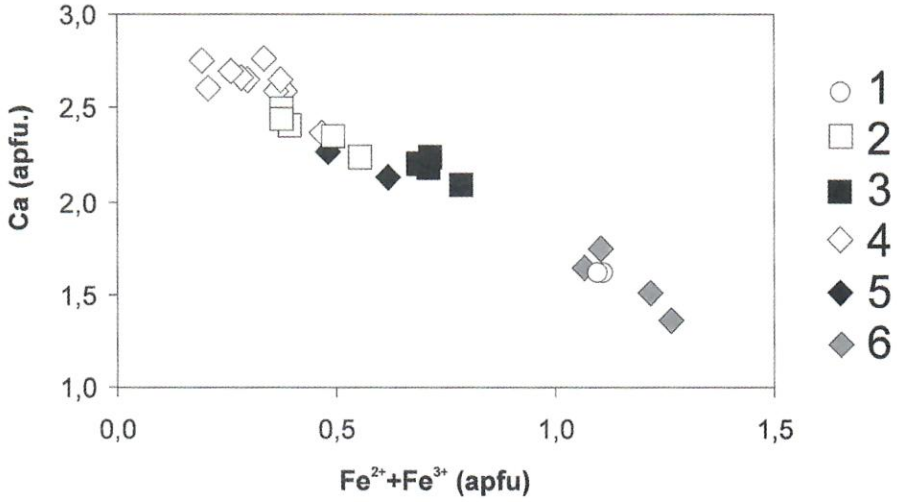
### 5.3.1. Granáty

Granáty (tab. 3) z nodulí skupiny III mají převahu grossularové komponenty ($Grs_{42-55}$ $Alm_{2-39}$ $Sps_{1-10}$ $Adr_{1-7}$ $Prp_{0-1}$). Charakteristická je pro ně nepravidelná zonálnost. Zóny mají tvar nepravidelných smouh nebo relativně ostře omezených oblastí (svým tvarem připomínají automorfní až hypautomorfní zrna). Takové struktury jsou vyvinuty hlavně na okraji zrn (obr. 3A). Nejnižší obsahy Ca mají granáty vázané na žilku tvořenou hrubším agregátem složeným z křemene, plagioklasu, a granátu v noduli od Hartmanic. Granát z intenzivněji metamorfované nodule (vz. 151) se svým složením blíží čistému grossularu více než granát z nodulí postižených slabší metamorfózou (vz. 101 a 2002).

| | 151/13 | 151/8 | 101/48 | 132/10 | 132/12 | 2002/14 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 39,47 | 39,34 | 39,07 | 37,62 | 37,46 | 38,28 |
| $TiO_2$ | 0,09 | 0,25 | 0,17 | 0,00 | 0,17 | 0,40 |
| $Al_2O_3$ | 21,13 | 20,87 | 20,66 | 21,39 | 20,90 | 20,79 |
| $Cr_2O_3$ | 0,04 | 0,02 | 0,03 | 0,04 | 0,01 | 0,55 |
| $Fe_2O_3$ | 0,46 | 2,40 | 1,26 | 0,09 | 0,34 | 1,38 |
| FeO | 9,18 | 0,87 | 9,54 | 27,58 | 22,04 | 16,03 |
| MnO | 3,53 | 1,42 | 2,64 | 4,34 | 8,23 | 4,36 |
| MgO | 0,29 | 0,15 | 0,16 | 3,36 | 1,33 | 0,74 |
| $Na_2O$ | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,18 |
| $P_2O_5$ | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 |
| CaO | 25,76 | 33,52 | 26,57 | 5,66 | 9,43 | 19,45 |
| Total | 99,98 | 98,85 | 100,10 | 100,13 | 99,96 | 102,18 |
| Si | 3,041 | 3,011 | 3,019 | 2,988 | 2,995 | 2,955 |
| P | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 |
| Ti | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,004 | 0,023 |
| ΣT | 3,042 | 3,011 | 3,019 | 2,989 | 3,000 | 2,978 |
| Al | 1,919 | 1,883 | 1,882 | 2,003 | 1,970 | 1,891 |
| Cr | 0,002 | 0,001 | 0,002 | 0,002 | 0,001 | 0,034 |
| Fe3+ | 0,027 | 0,138 | 0,073 | 0,005 | 0,020 | 0,080 |
| Ti | 0,005 | 0,014 | 0,010 | 0,000 | 0,006 | 0,000 |
| ΣB | 1,953 | 2,037 | 1,966 | 2,012 | 1,997 | 2,005 |
| $Fe^{2+}$ | 0,591 | 0,056 | 0,617 | 1,832 | 1,474 | 1,035 |
| Mn | 0,231 | 0,092 | 0,173 | 0,292 | 0,558 | 0,285 |
| Mg | 0,034 | 0,018 | 0,018 | 0,398 | 0,159 | 0,085 |
| Ca | 2,127 | 2,749 | 2,200 | 0,482 | 0,807 | 1,609 |
| Na | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,003 | 0,007 | 0,042 |
| ΣA | 2,982 | 2,915 | 3,010 | 3,006 | 3,005 | 3,057 |
| CATSUM | 7,978 | 7,963 | 7,995 | 8,007 | 8,002 | 8,040 |

Tab. 3. Reprezentativní chemické analýzy granátů
Tab. 3. Chemical composition of selected garnets

Nepravidelné, železem bohaté zóny na okrajích větších zrn granátů mají chemické složení blízké chemickému složení granátů, které vznikají na počátku reakce za nejnižších teplot (viz. vzorek 2002). Pravděpodobně tedy představují krystalizační centra kolem nichž začaly granáty narůstat. Směrem od nejmladších k nejstarším zónám roste obsah Fe a klesá obsah Ca (obr. 5). Obsahy Ti (do 0,02 apfu) Na (do 0,07 apfu) a P (do 0,002 apfu) jsou ve studovaných granátech nízké. Granáty v noduli skupiny IV jsou automorfní a tvoří drobné porfyroblasty. Liší se od granátů z předchozí skupiny (obr. 6), protože v nich převažuje almandinová komponenta ($Alm_{48-62}$ $Grs_{14-28}$ $Sps_{8-20}$ $Prp_{5-14}$ $Adr_{0-1}$).




Obr. 5. Diagram Ca–($Fe^{2+}$ + $Fe^{3+}$) pro granáty z nodulí skupiny II a III: 1. skupina II (vz. 2002), 2–6. skupina III (2 – vz. 101 středy zrna, 3 – vz. 101 okraj zrna, 4 – vz. 151 středy zrna, 5 – vz.151 okraj zrna, 6 – vz. 151 Di + Qtz + Grt žíla).

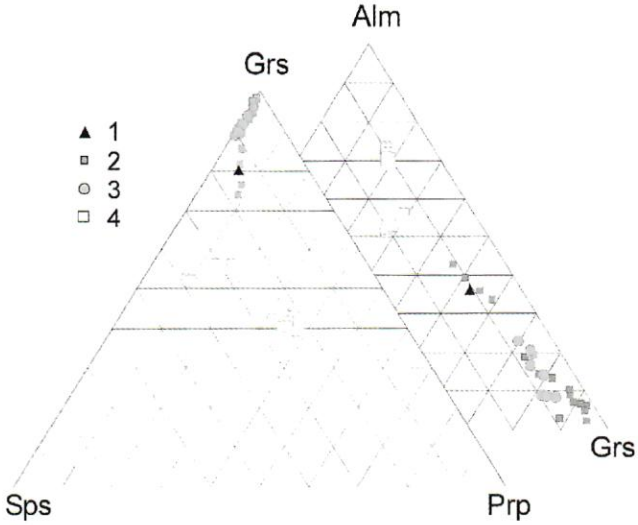
Fig. 5. Diagram Ca – ($Fe^{2+}$ + $Fe^{3+}$) for garnets from the nodules group II and III: 1. group II (sample 2002), 2–6. group III (2 – sample 101 garnet core, 3 – sample 101 garnet rim, 4 – sample 151 garnet core, 5 – sample 151 garnet rim, 6 – sample 151 Di + Qtz + Grt veins).

### 5. 3. 2. Klinozoisit

Chemické složení klinozoisitu (tab. 4) z nodulí se pohybuje v rozmezí 3 až 17 % pistacitové komponenty (Ps = ($Fe^{3+}$/($Fe^{3+}$+$Al^{3+}$). Obsah Ps komponenty klesá se vzrůstem intenzity metamorfního postižení (obr. 7). Nejvyšší obsahy $Fe^{3+}$ (0,46–0,50 apfu) mají klinozoisity z nodule od Proseče (vz. 183) a nejnižší naopak klinozoisity z nodule od Hartmanic (0,09–0,19 apfu). Některá menší zrna v noduli od Sádku (vz. 101), která nejsou uzavřena v granátu vykazují jednouchou zonálnost. Okraje zrn lemuje několik $\mu$m mocná zóna, která je oproti střední části mírně obohacená $Fe^{3+}$. Zrna uzavřená v granátu zonálnost nevykazují. Obsahy Mn jsou nízké (do 0,01 apfu).

### 5. 3. 3. Pyroxeny

Všechny pyroxeny ve vápenatosilikátových nodulích (obr. 8) patří diopsid-hedenbergitové řadě (Wo = 49–50). Pyroxeny v asociaci s tremolitem a plagioklasem (skupina I) mají složení odpovídající diopsidu ($Fe^{2+}$/($Fe^{2+}$+Mg) = 0,23–0,25). Pyroxeny, které jsou v asociaci s klinozoisitem nebo klinozoisitem a granátem (skupina II a III) mají složení,



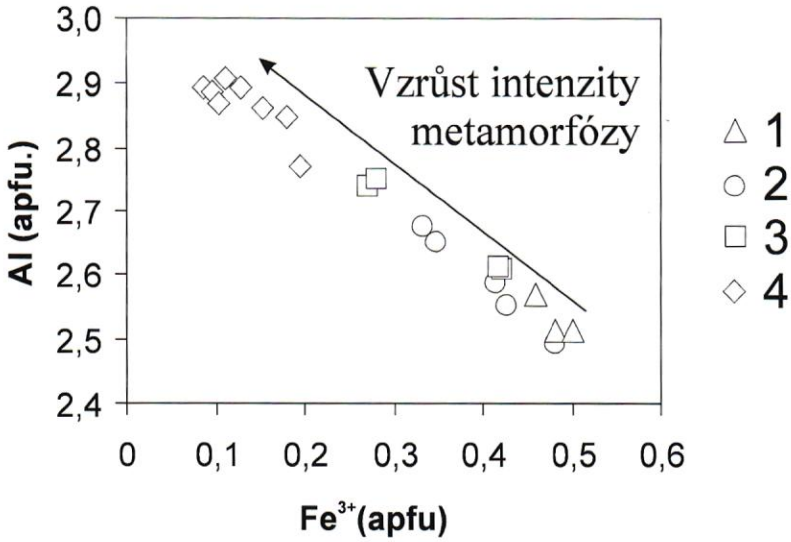

Obr. 6. Diagram znázorňující chemické složení granátu (Grs-Sps-Prp a Alm-Sps-Grs): 1. skupina II (vz. 2002), 2–3. skupina III (vz. 2–151, 3–101), 4) skupina IV (vz. 132).

Fig. 6. Diagram showing chemical composition of garnets (Grs-Sps-Prp and Alm-Sps-Grs): 1. group II (sample 2002), 2–3) group III (2 – sample 151, 3 – sample 101), 4. group IV (sample 132).

| | 151/5 | 151/172 | 2002/154 | 101/13 | 138/34 | 138/36 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 39,44 | 38,83 | 37,87 | 38,56 | 38,94 | 38,40 |
| $TiO_2$ | 0,09 | 0,19 | 0,42 | 0,21 | 0,06 | 0,06 |
| $Al_2O_3$ | 32,29 | 31,58 | 26,76 | 28,77 | 27,63 | 28,11 |
| $Cr_2O_3$ | 0,03 | 0,08 | 0,22 | 0,03 | 0,00 | 0,01 |
| $Fe_2O_3$ | 1,37 | 2,83 | 7,38 | 6,61 | 7,52 | 7,15 |
| MnO | 0,02 | 0,00 | 0,10 | 0,06 | 0,12 | 0,09 |
| MgO | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| CaO | 24,65 | 24,13 | 23,45 | 24,21 | 23,92 | 23,85 |
| TOTAL | 97,90 | 97,66 | 96,20 | 98,44 | 98,19 | 97,67 |
| Si | 3,001 | 2,973 | 2,990 | 2,966 | 3,007 | 2,979 |
| Ti | 0,005 | 0,011 | 0,025 | 0,012 | 0,003 | 0,003 |
| Al | 2,895 | 2,849 | 2,490 | 2,608 | 2,514 | 2,571 |
| Cr | 0,002 | 0,005 | 0,014 | 0,002 | 0,000 | 0,000 |
| $Fe^{3+}$ | 0,086 | 0,179 | 0,482 | 0,421 | 0,481 | 0,459 |
| Mn | 0,001 | 0,000 | 0,007 | 0,004 | 0,008 | 0,006 |
| Mg | 0,001 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ca | 2,010 | 1,979 | 1,984 | 1,995 | 1,979 | 1,983 |
| CATSUM | 8,002 | 8,000 | 7,992 | 8,007 | 7,992 | 8,002 |
| Ps | 0,029 | 0,059 | 0,162 | 0,139 | 0,161 | 0,152 |

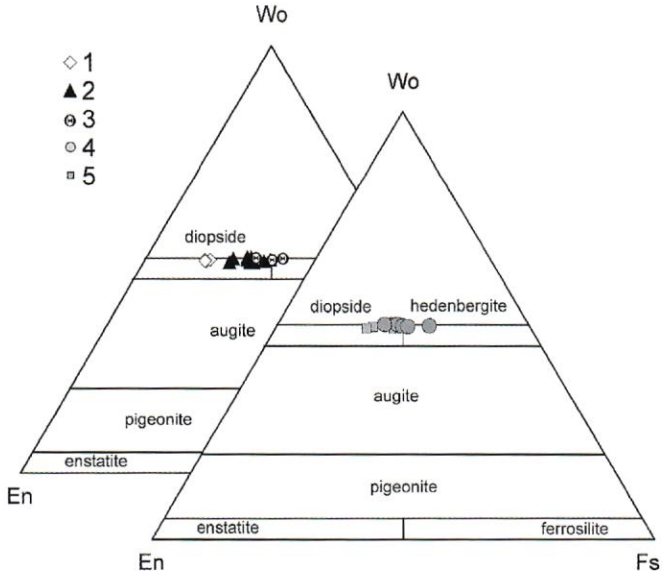
Tab. 4. Reprezentativní chemické analýzy klinozoisitů

Tab. 4. Representative chemical composition of clinozoisite




Obr. 7. Diagram Al-$Fe^{3+}$ pro klinozoisity z nodulí skupiny II a III: 1 – nodule z lokality Proseč (vz. 183), 2 – nodule z lokality Jedlová (vz. 2002), 3 – nodule z lokality Sádek (vz. 101), 4 – nodule z lokality Hartmanice (vz. 151).

Fig. 7. Diagram Al – $Fe^{3+}$ for klinozoisite from the nodules group II and III: 1–2. group II (1 – sample 183, 2 – sample 2002), 3–4. group III (3 – sample 101, 4 – sample 151).




Obr. 8. Klasifikační diagram pro Ca-Mg-Fe pyroxeny (Morimoto et al. 1988): 1. skupina I (vz. 1625), 2–3) skupina II (vz. 2.– 2002, 3.–183), 4–5. skupina III (vz. 4–101, 5–151).

Fig. 8. Classification diagram of Ca-Mg-Fe pyroxenes (Morimoto et al. 1988): 1. group I (sample 1625), 2–3) group II (2. – sample 2002, 3. – sample 183), 4–5. group III (4 – sample 101, 5 – sample 151).

které se pohybuje kolem hranice mezi diopsidem a hedenbergitem ($Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ = = 0,31–0,59). Obsahy Al (do 0,04 apfu), Mn (do 0,06 apfu), Na (do 0,03 apfu), Ti (do 0,01 apfu) jsou nízké (tab. 5).

| | 151/166 | 1625/18 | 101/18 | 2002/9 | 138/32 |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 52,51 | 53,57 | 51,83 | 52,17 | 52,21 |
| $TiO_2$ | 0,16 | 0,05 | 0,00 | 0,01 | 0,07 |
| $Al_2O_3$ | 0,26 | 0,62 | 0,33 | 0,38 | 0,68 |
| $Cr_2O_3$ | 0,00 | 0,22 | 0,00 | 0,00 | 0,03 |
| $Fe_2O_3$ | 1,04 | 0,00 | 0,00 | 0,37 | 0,00 |
| FeO | 9,81 | 7,31 | 14,71 | 11,77 | 12,00 |
| MnO | 0,65 | 0,38 | 0,84 | 0,38 | 1,11 |
| MgO | 11,35 | 13,36 | 8,65 | 10,38 | 9,72 |
| CaO | 23,91 | 23,87 | 23,94 | 24,51 | 24,08 |
| $Na_2O$ | 0,35 | 0,23 | 0,07 | 0,07 | 0,15 |
| $K_2O$ | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 |
| TOTAL | 100,03 | 99,61 | 100,36 | 100,05 | 100,06 |
| Si | 1,988 | 2,005 | 1,995 | 1,989 | 1,996 |
| Al | 0,011 | 0,000 | 0,005 | 0,011 | 0,004 |
| ΣT | 1,999 | 2,005 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| Al | 0,000 | 0,027 | 0,010 | 0,006 | 0,026 |
| Ti | 0,005 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,002 |
| $Fe^{3+}$ | 0,030 | 0,000 | 0,000 | 0,011 | 0,000 |
| Cr | 0,000 | 0,006 | 0,000 | 0,000 | 0,001 |
| Mg | 0,640 | 0,745 | 0,497 | 0,590 | 0,554 |
| $Fe^{2+}$ | 0,310 | 0,229 | 0,474 | 0,375 | 0,383 |
| Mn | 0,021 | 0,012 | 0,027 | 0,012 | 0,036 |
| Ca | 0,969 | 0,957 | 0,987 | 1,001 | 0,986 |
| Na | 0,026 | 0,017 | 0,005 | 0,005 | 0,011 |
| K | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 |
| CATSUM | 4,000 | 4,000 | 4,000 | 4,000 | 4,000 |

Tab. 5. Reprezentativní chemické analýzy pyroxenů

Tab. 5. Representative chemical composition of pyroxenes

5.3.4. Amfiboly

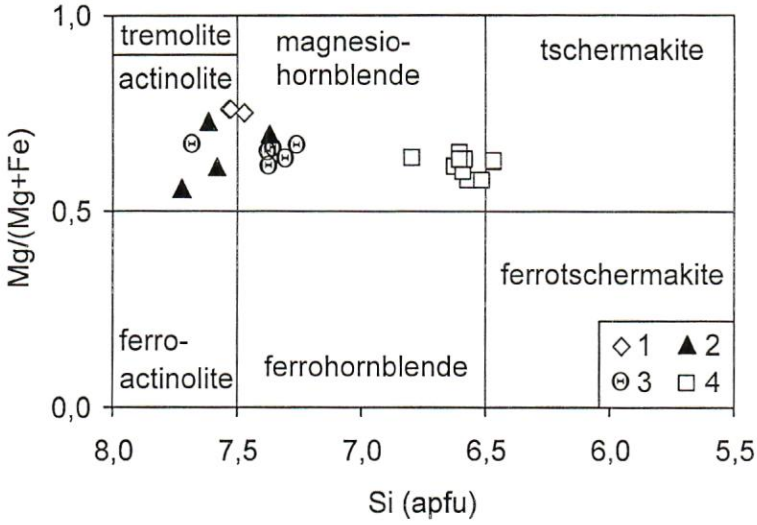
Amfiboly v nodulích (tab. 6) skupiny I a II leží při hranici mezi aktinolitem a magnesiohornblendem (Fe/(Fe + Mg) = 0,24–0,39, Si = 7,3–7,7 apfu). Amfiboly z nodule skupiny IV se od ostatních popsaných amfibolů chemicky liší (obr. 9). Leží při hranici magnesiohornblendu a tschermakitu (Fe/(Fe + Mg) = 0,35–0,42, Si = 6,5–6,8 apfu).

## 5. 4. Termobarometrie

Minerální asociace nodulí skupiny I, II a III můžeme dobře studovat v systému CMAS. Diagram byl v programu Thermocalc konstruován pro tlak 6 kbar. Přítomnost klinozoisitu s diopsidickým pyroxenem v minerální asociaci většiny nodulí umožnila omezit hranici $X_{CO2}$ pro studované horniny na hodnotu nižší něž 0,13. V žádném ze studo-

| Číslo | 132/21 | 132/30 | 1625/20 | 2002/20 | 2002/22 |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 44,47 | 46,80 | 53,09 | 52,01 | 51,34 |
| $TiO_2$ | 0,68 | 0,61 | 0,37 | 0,08 | 0,30 |
| $Al_2O_3$ | 13,83 | 11,34 | 4,80 | 3,83 | 5,58 |
| $Cr_2O_3$ | 0,03 | 0,04 | 0,23 | 0,06 | 0,18 |
| $Fe_2O_3$ | 3,13 | 3,54 | 0,66 | 1,15 | 2,39 |
| FeO | 12,56 | 11,32 | 8,98 | 14,56 | 10,90 |
| MnO | 0,26 | 0,29 | 0,32 | 0,29 | 0,28 |
| MgO | 9,65 | 11,05 | 16,15 | 12,93 | 14,17 |
| CaO | 11,76 | 11,71 | 12,52 | 12,69 | 12,48 |
| $Na_2O$ | 1,04 | 0,78 | 0,42 | 0,22 | 0,41 |
| $K_2O$ | 0,58 | 0,39 | 0,13 | 0,03 | 0,10 |
| $H_2O$ | 2,06 | 2,08 | 2,13 | 2,07 | 2,10 |
| Cl | 0,00 | 0,00 | – | 0,03 | 0,01 |
| F | 0,00 | 0,00 | – | 0,00 | 0,00 |
| O = F+Cl | 0,00 | 0,00 | – | -0,01 | 0,00 |
| TOTAL | 100,03 | 99,96 | 99,81 | 99,93 | 100,24 |
| Si | 6,513 | 6,798 | 7,537 | 7,581 | 7,370 |
| AlIV | 1,487 | 1,202 | 0,463 | 0,419 | 0,630 |
| T | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 |
| $Al^{VI}$ | 0,899 | 0,738 | 0,340 | 0,240 | 0,314 |
| Ti | 0,074 | 0,067 | 0,039 | 0,008 | 0,033 |
| $Fe^{3+}$ | 0,345 | 0,387 | 0,071 | 0,126 | 0,258 |
| Cr | 0,003 | 0,005 | 0,026 | 0,007 | 0,020 |
| Mg-C | 2,108 | 2,393 | 3,418 | 2,809 | 3,033 |
| $Fe^{2+}$-C | 1,539 | 1,375 | 1,066 | 1,775 | 1,308 |
| Mn-C | 0,032 | 0,035 | 0,039 | 0,036 | 0,034 |
| ΣC | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 |
| Mg-B | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe-B | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Mn-B | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ca | 1,845 | 1,823 | 1,904 | 1,981 | 1,920 |
| Na-B | 0,155 | 0,177 | 0,096 | 0,019 | 0,080 |
| ΣB | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| Na-A | 0,139 | 0,043 | 0,019 | 0,043 | 0,034 |
| K-A | 0,108 | 0,072 | 0,024 | 0,006 | 0,019 |
| ΣA | 0,247 | 0,116 | 0,043 | 0,049 | 0,053 |
| Cl | 0,000 | 0,000 | – | 0,008 | 0,001 |
| F | 0,000 | 0,000 | – | 0,000 | 0,000 |
| CATSUM | 15,247 | 15,116 | 15,043 | 15,049 | 15,053 |

Tab. 6. Reprezentativní chemické analýzy amfibolů
Tab. 6. Representative chemical composition of amphiboles



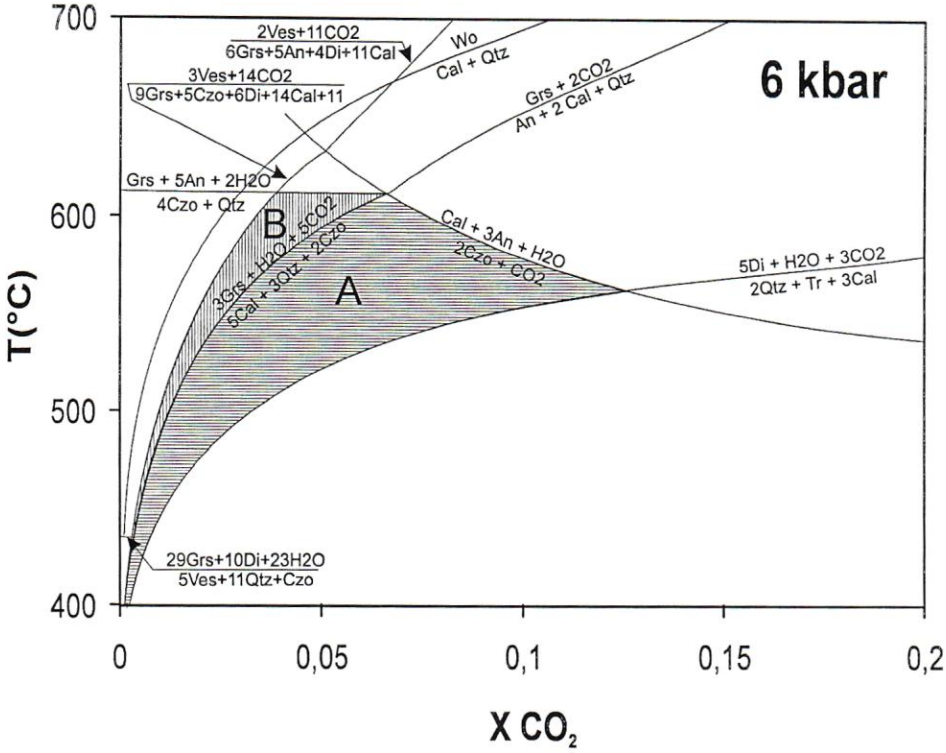

Obr. 9. Klasifikační diagram pro amfiboly (Leake et al. 1997): 1. skupina I (vz. 1625), 2–3. skupina II (2. – vz. 2002, 3. – vz. 183), 4. skupina IV (vz. 132).

Fig. 9. Classification diagram of amphiboles (Leake et al. 1997): 1. group I (sample 1625), 2–3. group II (2. – sample 2002, 3. – sample 183), 4. group IV (sample 132).

vaných vzorků nebyl zjištěn vesuvian a wolastonit. Nepřítomnost těchto minerálů indikuje, že $X_{CO2}$ muselo být vyšší než 0,003 (obr. 10). Diagram je konstruován pro čistý koncový Mg vesuvian ($Ca_{19}$ $Mg_2$ $Al_{11}$ $Si_{18}$ $O_{78}$ $H_9$). V reálné hornině tedy pravděpodobně bude tato hodnota ještě vyšší. Díky obsahům Fe, Ti a F ve struktuře vesuvianu se může pole jeho stability mírně rozšířit do vyšších $X_{CO2}$ (Houzar et al. 1997).

Nodule skupiny I (Di + Cal + Pl + Qtz ± Ttn + Py ± Amp) neobsahují vhodnou minerální asociaci pro výpočet PT podmínek. Stavba nodule, v níž se střídají polohy s amfibolem a bez amfibolu je důsledkem rozdílné aktivity $CO_2$ v jednotlivých zónách. Hornina prošla metamorfózou při PTX podmínkách, které ležely v blízkosti univariantní křivky reakce: 2Qtz + Tr + 3Cal = 5Di + $H_2O$ + 3$CO_2$ (1). Přítomnost aktinolitického amfibolu byla řízena množstvím kalcitu v jednotlivých zónách. Jeho rozdílné objemové zastoupení v různých částech nodule totiž patrně ovlivňovalo aktivitu $CO_2$ ve fluidní fázi. Nepřítomnost klinozoisitu indikuje, že $X_{CO2}$ při metamorfóze bylo vyšší než 0,13; avšak jeho hodnotu nemůžeme přesně stanovit. Jako horní hranice stability této asociace přichází v úvahu reakce: 2Cal + An + Qtz = Grs + 5$CO_2$ (2). Takto získané T-$X_{CO2}$ pole je velmi široké (obr. 11). Přibližně můžeme teploty vzniku minerální asociace této nodule odhadnout na 600–650 °C pro tlak kolem 6 kbar.

Minerální asociace uvnitř nodulí skupiny II (Di + Cal + Pl + Qtz + Czo) je stabilní nad univariantní křivkou reakce (1). Klinozoisity srůstají s plagioklasy a někdy uzavírají drobné inkluze kalcitu. V středních částech nodulí proběhla reakce: Cal + 3An + $H_2O$ = = 2Czo + $CO_2$ (3). Tato rekce neprobíhala všude stejně intenzivně, protože byla závislá na $X_{CO2}$ ve fluidní fázi. Za horní hranici stability této asociace můžeme považovat reakci: 5Cal + 3Qtz + 2Czo = 3Grs + $H_2O$ + 5$CO_2$ (4). Pokud vezmeme v úvahu PT podmínky vypočtené z okolních metapelitů, můžeme pro minerální asociaci těchto nodulí na severozápadním konci krystalinika odhadnout teploty vzniku na 550–600 °C a tlaky ko-



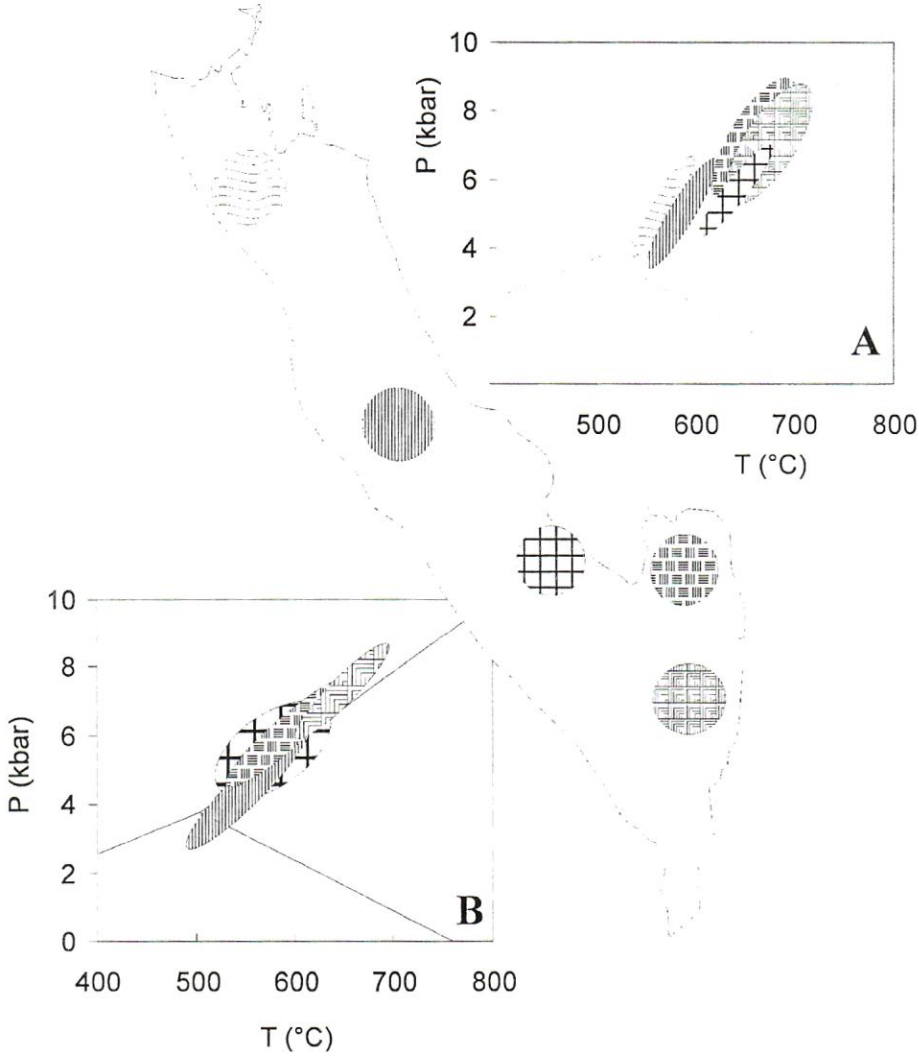

Obr. 10. Zjednodušený T-$X_{CO2}$ fázový diagram pro systém CMAS pro 6 kbar (konstruovaný pomocí programu Thermocalc): pole A – minerální asociace nodulí skupiny II, pole B – minerální asociace nodulí skupiny III.

Fig. 10. Simplifed T-$X_{CO2}$ phase diagram for the system CMAS at 6 kbar (calculated using the program Thermocalc): field A – mineral assemblage nodules group II, field B – mineral assemblage nodules group III.

lem 5 kbar. Na severovýchodním konci krystalinika se v jednom vzorku podařilo nalézt drobné zrno granátu. Díky tomu bylo možné v programu Thermocalc vypočítat PT podmínky pro tyto nodule: 592 ± 47 °C a 6,1 ± 1,2 kbar

Nodule skupiny III jsou velmi podobné předchozí skupině. Jejich minerální asociace (Di + Cal + Pl + Qtz + Czo + Grt) se od skupiny II odlišuje hlavně přítomností grossularového granátu. Jeho vznik je patrně důsledkem nárůstu teploty, avšak může být také produktem snížení $X_{CO2}$ v systému. Pozice nodulí skupiny II v částech krystalinika postižených nižší metamorfózou ale naznačuje, že objevení granátu v minerální asociaci skupiny III je zapříčiněno hlavně růstem intenzity metamorfózy. Granáty v těchto nodulích začínají růst na kontaktu mezi křemenem, kalcitem a klinozoisitem. Pravděpodobně tedy vznikly reakcí: 5Cal + 3Qtz + 2Czo = 3Grs + $H_2O$ + $5CO_2$ (4). Větší zrna granátů uzavírají drobné relikty klinozoisitu. Běžně se zde setkáváme s klinozoisitem, který je v asociaci s křemenem. Nebyla tedy překročena reakce: 4Czo + Qtz = Grs + 5An + $2H_2O$ (5). Tato reakce nám omezuje maximální teplotu vzniku této minerální asociace v diagramu pro systém CMAS při tlaku 6 kbar na 610 °C. Stejná teplota je také maximální pro minerální asociaci nodulí skupiny II (obr. 10). Nodule skupiny III mají minerální asociaci vhodnou pro výpočet PT podmínek. Byl zvolen geotermometr granát-klinopyroxen

(Ravna 2000) a geobarometr granát-klinopyroxen-plagioklas-křemen (Eckert et al. 1991). Pro vzorek ze střední části poličského krystalinika u Sádku byly vypočteny PT podmínky: 514–613°C a 2,2–3,0 kbar. Vzorek z jihovýchodního okraje krystalinika u Hartmanic indikuje PT podmínky: 560–722 °C a 4,0–4,4 kbar. Konečně vzorek ležící na severovýchodním okraji krystalinika u Jedlové poskytl PT podmínky: 669 °C a 4,9 kbar. Zjištěné teploty poměrně dobře korelují s hodnotami vypočtenými z minerálních aso-




Obr. 11. PT diagram pro metapelity (A) a vápenatosilikátové horniny (B) z poličského krystalinika. PT podmínky byly vypočteny pragramem Thermocalc. Pozice trojného bodu $Al_2SiO_5$ je vyznačena podle Holdawaye a Mukhopadhyayho (1993).

Fig. 11. PT plot for metapelite (A) and calc-silicate rock (B) from the Polička crystalline complex. The PT conditions were calculated using the Thermocalc. The position of the $Al_2SiO_5$ triple point is given from Holdaway and Mukhopadhyay (1993).

ciací okolních metapelitů, avšak tlaky jsou poněkud nižší. Tlaky zjištěné v okolních metapelitech se pohybují v rozmezí 5–7 kbar. Tyto tlaky jsou pravděpodobnější než 2–5 kbar zjištěné geobarometrem granát-klinopyroxen-plagioklas-křemen (Eckert et al. 1991). Při tlaku kolem 3 kbar je totiž minerální asociace skupiny III stabilní pouze do teplot kolem 530 °C (Frimmel a Achterbergh 1995). PT podmínky byly vypočteny z minerální asociace nodulí skupiny III také v programu Thermocalc. Výsledky pro nodule ze skupiny III a IV jsou uvedeny v tabulce 7 a pro srovnání jsou společně s nimi prezentovány také hodnoty vypočtené z okolních metapelitů. Zjištěné teploty se pohybují od 564 do 647 °C a tlaky od 5 do 7 kbar (obr. 11). Uvedené údaje relativně dobře korespondují s daty zjištěnými v okolních metapelitech.

Nodule skupiny IV má odlišnou minerální asociaci a svým chemickým složením leží na rozhraní mezi vápenatosilikátovými horninami a amfibolity. Pro výpočet teplot byl použit amfibol – plagioklasový termometr (Holland a Blundy 1994). Okraje zrn vykazují známky retrográdního postižení (nižší bazicita). To dokládají vypočtené teploty pro okraje a středy amfibolových zrn (teploty vypočtené z inkluzí plagioklasů uvnitř amfibolů). Okraje poskytly pro tlak 5 kbar teploty v rozmezí 650 až 667 °C a středy zrn teploty 692 až 733 °C. Pomocí programu Thermocalc byly vypočteny PT podmínky pro celou minerální asociaci 580 ± 50 °C a 5,6 ± 1,2 kbar. Tlak poměrně dobře souhlasí s údajem vypočteným z okolních rul, avšak zjištěná teplota je o 60 °C nižší (tab. 7).

Teploty vypočtené z okolních metapelitů jsou na většině lokalit o 20–70 °C vyšší než údaje vypočtené z nodulí. Vypočtené teploty a tlaky představují pouze průměrné hodnoty a jejich směrodatné odchylky se pohybují kolem hodnot ± 1-2 kbar a ± 30–70 °C (tab. 7).

| vzorek | hornina | avT | sd(T) | avP | sd(P) |
|---|---|---|---|---|---|
| 87 | rula | 640 | 30 | 5,7 | 1,2 |
| 132 | nodule | 580 | 50 | 5,6 | 1,2 |
| 145 | sv. rula | 661 | 33 | 7,1 | 1,5 |
| 2002 | nodule | 592 | 47 | 6,1 | 1,2 |
| 22 | rula | 586 | 29 | 5,0 | 1,3 |
| 101 | nodule | 564 | 73 | 4,9 | 2,0 |
| 14 | rula | 675 | 35 | 7,0 | 1,4 |
| 151 | nodule | 647 | 39 | 7,3 | 1,1 |

Tab. 7. PT podmínky pro vápenatosilikátové horniny a metapelity z poličského krystalinika vypočtené programem Thermocalc (avT – průměrná teplota (°C), avP – průměrný tlak (kbar), sd P a T - směrodatná odchylka pro teplotu a tlak).

Tab. 7. PT condition for calc-silicate rocks and metapelites from Poliča crystalline unit calculated by the program Thermocalc. (avT – average temperature (°C), avP – average pressure (kbar), sd P and T- standard deviation of the temperature and pressure).

## 6. Litostratigrafická pozice vápenatosilikátových hornin v poličském krystaliniku

Vápenatosilikátové horniny byly nalezeny ve dvou ze tří litologických pásem vymezených Melicharem (1995). Tělesa vápenatosilikátových hornin jsou vázána na jihozápadní okraj krystalinika a lemují kontakt se svrateckým krystalinikem. Toto pásmo je

litologicky pestré a obsahuje kromě vápenatosilikátových hornin také četná tělesa amfibolitů, mramorů, ortorul, metagranitů a perlových rul. Vzácně se můžeme setkat i s vložkami grafitických kvarcitů. Také ruly jsou petrograficky diverzifikované a tvoří četné přechody od muskovit-biotitických svorů s granátem přes muskovit-biotitické až biotitické ruly s granátem a sillimanitem až po kvarcitické biotitické ruly. Jednotlivé typy často tvoří jen několik decimetrů mocné polohy. Celý metamorfovaný komplex je proniknut mladšími žilami granitoidů a pegmatitů.

Nodule vápenatosilikátových hornin se vyskytují ve středním pásmu. To má poměrně jednotvárný charakter. Převažují zde muskovit-biotitické ruly střídající se s tenkými polohami svorových rul se sillimanitem a granátem. Místy se objevují polohy metakonglomerátů a biotitických kvarcitických rul. Tělesa perlových rul a metagranitů se vyskytují poměrně vzácně. Pásmo, v němž se vyskytují nodule, je přibližně 1,5 km široké a táhne se souhlasně s foliací celým krystalinikem od SZ k JV.

V rámci svrchního svorového patra v okolí Stašova nebyly vápenatosilikátové horniny nalezeny. Výskyty východně od Jedlové (vz. 2002) leží v muskovit-biotitických rulách místy se sillimanitem, které patrně náleží ke střednímu patru.

## 7. Výskyty podobných nodulí v okolních geologických jednotkách

Podobné nodule vápenatosilikátových hornin jako v poličském krystaliniku nacházíme v okolních geologických jednotkách. Hejtman (1962) uvádí nodule erlanu uzavřené v rulách moldanubika (okolí Pelhřimova) a popisuje je také Čech (1973) z Táborska. Kromě monotonní skupiny moldanubika byly nodule vápenatosilikátových hornin popsány z malínské skupiny kutnohorského krystalinika (Losert 1967). Tato skupina je dnes řazena k gföhlskemu terranu (Synek a Oliverová, 1993). V tomto případě mají nodule podobnou minerální asociací jako studované horniny (Px + Grt + Qtz + Pl + Czo ± Amp ± pyrit a pyrhotin) a jsou uloženy v biotitických migmatitech s granátem a kyanitem. Podle Loserta (1967) jde o budiny nebo o vápnité konkrece.

## 8. Diskuse

Na základě studia vztahů mezi minerály ve vápenatosilikátových horninách (zvláště skupina II a III) bylo možné sestavit detailnější sukcesní schéma. V horninách postižených nejnižší metamorfózou (Proseč, vz. 138) pozorujeme vznik klinozoisitu. Je většinou přítomen jako hypautomorfní zrna na hranici mezi plagioklasem a kalcitem. V intenzivněji metamorfovaných vzorcích jsou uvnitř zrn klinozoisitu uzavřeny drobné inkluze plagioklasu a karbonátu. Tato pozorování dokládají, že zde proběhla reakce: Cal + 3An + + $H_2O$ = 2Czo + $CO_2$ (3). Granát v nodulích skupiny III zatlačuje klinozoisity a dokonce je uzavírá. Granát je tedy pravděpodobně produktem reakce: 5Cal + 3Qtz + 2Czo = 3Grs + $H_2O$ + 5$CO_2$ (4). Značná nehomogenita granátu znesnadňuje volbu vhodných analýz pro určení vrcholných PT podmínek metamorfózy. Pro výpočet PT podmínek byl použit granát bohatý grossularovou složkou, který má v nodulích největší objemové zastoupení. Byl zvolen na základě studia strukturních vztahů v hornině. V počátečních stádiích roste granát (vyšší obsahy almandinové složky) jako drobná izolovaná zrna. Skupiny těchto zrn se postupně spojují do větších celků.

V noduli z lokality Sádek (vz. 101) lemuje klinozoisity, které nejsou uzavřeny v granátu, zóna mírně obohacená $Fe^{3+}$. Tato zóna může být produktem retrográdní metamorfózy, jak naznačují studie zonálnosti epidotu v amfibolitech (Raith 1976). Podle Kitamury (1975) vzniká tento typ zonálnosti při poklesu teploty během isochemické metamorfózy, nebo v důsledku přínosu železa do systému.

Poněkud nejasná je situace zjištěná ve vzorku, který leží v jižní části krystalinika u Hartmanic (vz. 151). Především větší porfyroblasty klinozoisitu mohou být produktem retrográdních přeměn. Tuto skutečnost se však nepodařilo jednoznačně prokázat a nepodporuje ji ani studium chemického složení klinozoisiu (obr. 8). Zjištěná závislost mezi Al a $Fe^{3+}$ u vzorků z různých částí krystalinika totiž poměrně dobře koreluje se vzrůstem teplot zjištěným v okolních metapelitech.

Charakter minerálních asociací skupiny II a III indikuje velmi nízkou aktivitu $CO_2$ ve fluidní fázi. Patrně to souvisí s malými rozměry nodulí a jejich pozicí uvnitř rul. V nodulích skupiny II můžeme vzácně pozorovat hypautomorfní sloupce klinozoisitu, které rostou paralelně s vlasovou trhlinou podél níž proudila fluida. To naznačuje, že mezi nodulí a okolím existoval určitý gradient ve složení fluidní fáze ($X_{CO2}$). Nebyl však příliš vysoký jak dokazuje složení centrálních části nodule kde se klinozoisit běžně objevuje. Na okraji nodulí skupiny II je zřetelná tenká zóna s minerální asociací: Amp + Pl. Tato minerální asociace patrně vznikla v důsledku odlišného chemického složení přechodní zóny mezi nodulí a rulami. Není zde přítomen kalcit a také amfiboly odpovídají převážně magnesiohornblendu. Nálezy aktinolitu v centrech některých zrn magnesiohornblendu indikují růst amfibolu během prográdní metamorfózy.

Nodule vystupují na výchozech izolovaně a v terénu jsou od sebe jednotlivé výskyty vzdáleny často desítky i stovky metrů. Na některých místech naopak nacházíme akumulace nodulí na ploše řádově několika desítek metru čtverečných. Rozložení nodulí v terénu naznačuje že pravděpodobně nejde o budinované polohy, ale izolované výskyty. Primárně se patrně jednalo o vápnité konkrece. Konkrece, které byly prekurzorem pro vznik nodulí jsou produktem diagenetických procesů a nejsou tedy vázány na určité sedimentační prostředí. Jejich výskyty v jednotlivých jednotkách patrně není možné paralelizovat. Jde však o jeden z mála případů, kdy struktura vzniklá v původním sedimentu zůstala zachována i přes intenzivní metamorfní postižení. Proto mohou vápenatosilikátové nodule pomoci při detailním litologickém členění jednotlivých geologických jednotek.

Poměrně velký vliv složení a struktury primární konkrece na výslednou minerální asociaci nodule je zřetelný u skupiny I. V této noduli se koncentricky objevují zóny s amfibolem a diopsidem a zóny pouze s pyroxenem. Přitom diopsid a plagioklas v obou zónách mají totožné chemické složení. Hlavní rozdíl mezi těmito dvěma zónami je dán odlišným obsahem karbonátů. Právě vyšší $X_{CO2}$ v zónách s amfibolem mohlo být hlavním důvodem pro jeho zachování.

Zajímavá je otázka vzniku žilky tvořené hrubším agregátem složeným z křemene, plagioklasu a granátu v noduli od Hartmanic. Chemické složení minerálů v žilce se poněkud odlišuje od okolí. Tato žilka dokonce zasahuje do okrajové zóny nodule, která jinak granát neobsahuje. Avšak neporušuje tuto zónu zcela a nejde tedy o trhlinu podél níž mohly proudit vodou bohatá fluida z okolních rul. Důvody k jejímu vzniku musíme hledat uvnitř nodule. Může jít o hrubozrnnější zónu, která rekrystalovala v důsledku místního nahromadění fluidní fáze. Možná však jde o projev nehomogenity zdrojové nodule. Mohlo by například jít o septarii, tedy kontrakční trhlinu v primární sedimentární konkreci původně vyplněnou druhotnými minerály jako je křemen a karbonáty.

## 9. Závěry

V rámci poličského krystalinika se vápenatosilikátové horniny objevují ve dvou odlišnách litologických celcích. V jednotvárném komplexu dvojslídných až biotitických rul tvoří nodule. Druhý typ vápenatosilikátových hornin tvoří tělesa a je prostorově svázán s mramory a amfibolity. Ty vystupují podél jihozápadního okraje krystalinika.

Vápenatosilikátové nodule se vyskytují v nesouvislém pásu, který se táhne souhlasně s foliací celým krystalinikem od Proseče na severu až k obci Hartmanice na jihu. Na základě petrografie bylo možné vápenatosilikátové nodule rozdělit na několik skupin: skupina I. (Di + Cal + Pl + Qtz ± Ttn + Py ± Amp), skupina II. (Di + Cal + Pl + Qtz + Czo ± ±Ttn ± Amp ± Py ± Tu ± Grt), skupina III. (Di + Cal + Pl + Qtz + Czo + Grt ± Ttn), skupina IV. (Amp + Pl + Qtz + Grt + Py + Bt ± Ilm ± Chl).

Rozdílné minerální asociace jsou odrazem odlišných PT podmínek při vzniku těchto hornin, nebo odlišného chemického složení protolitu. Nodule svým chemickým složením odpovídají vápnitým jílovcům (skupiny I až III) a vzácně mají složení, které se blíží bazickým horninám (patrně tufům – skupina IV). Jejich tvar, pozice, chemické složení a rozmístění v komplexu pararul dokládají, že sedimentárním prekurzorem pro většinu nodulí byly vápnité konkrece.

Skupiny II a III jsou produktem metamorfózy hornin podobného složení. Přítomnost klinozoisitu v asociaci s diopsidem indikuje, že metamorfóza proběhla v podmínkách nízké aktivity $CO_2$ (< 0,13 pro tlaky 6 kbar). Minerální asociace těchto dvou skupin jsou rozděleny podle toho, zda je v hornině přítomen granát, který vznikl reakcí: 5Cal + 3Qtz + + 2Czo = 3Grs + $H_2O$ + 5$CO_2$. Přítomnost granátu umožňuje vypočítat PT podmínky pro minerální asociaci III. Teploty se pohybují v rozmezí 564 do 647 °C a tlaky od 6 do 7 kbar. Na základě minerální asociace skupiny IV byly vypočteny podmínky: 580 ± 50 °C a 5,6± ±1,2 kbar. Vypočtené PT podmínky poměrně dobře korelují s daty zjištěnými z okolních metapelitů a dokazují pokles intenzity metamorfózy směrem k severozápadnímu a severnímu konci krystalinika. Nodule podobného složení se vyskytují také v okolních geologických jednotkách (především v moldanubiku).

## PODĚKOVÁNÍ.

Autor děkuje S. Houzarovi a M. Novákovi za kritické pročtení rukopisu. Práce byla vypracována v rámci úkolu 6328 (Geologické mapování CHKO Žďárské vrchy v měřítku 1:25 000) financovaného odborem geologie MŽP ČR a úkolu 3228 (Korelace litologicky kontrastních hornin v jednotkách krystalinika při sv. okraji moldanubika) financovaného ČGS.

## SUMMARY

The calc-silicate rocks are found as small bodies and nodules in the metasedimentary sequence of the Polička crystalline complex. The nodules are enclosed in the biotite to muscovite-biotite gneises. Four different groups of calc-silicate nodules according to the presence of garnet, klinozoisite and amphibole were are distinguished: I. – Di + Cal + Pl + Qtz ± Ttn + Py ± Amp, II. – Di + Cal + Pl + Qtz +Czo ± Ttn ± Amp ± Py ± ±Tu ± Grt, III. – Di + Cal + Pl + Qtz + Czo + Grt ± Ttn, IV. – Amp + Pl + Qtz + Grt + Py + Bt ± Ilm ± Chl. Distribution mineral association in calc-silicate rocks indicate decrease of metamorphic grade from SE to NW and N. Analysis of phase-relations and thermobarometic calculation suggest P-T-$X_{CO2}$ peak conditions of 564–647 °C, 6–7 kbar and $X_{CO2}$ = < 0.13 for calc-silicate nodules group III, and 530–630°C, 4.4–6.8 kbar for nodules group IV. The similar PT conditions were obtained for surrounding metapelites (590–670°C and 5–7

kbar). The occurrence of calc-silicate nodules represent significant litostratigraphic marker for subdivision of the Polička crystalline complex.

## LITERATURA


BURIÁNEK, D., MELICHAR, R., 2000: Metamorphic Zoning in the Polička Crystalline Unit. – *Geolines*, 10, 13–14.

BURIÁNEK, D., NĚMEČKOVÁ, M., HANŽL, P., (2003): Petrology and geochemistry of tonalites from the Polička and Zábřeh crystalline units (NE Bohemian Massif). – *Bull. Czech Geol. Survey*, 78, 1, 9–22.

ČECH, V., 1973: O některých erlánech na západě Českomoravské vrchoviny. – *Geol. Průzk.*, 5, 153.

DROOP, G.T.R., 1987: A general equation for estimating Fe3+ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. – *Mineral. Mag.*, 51, 431–435.

ECKERT, J.O., NEWTON, R.C., KLEPPA, O.J., 1991: The ΔH of reaction and recalibration of the garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solutioncalorimetry. – *Amer. Mineralogist*, 76, 148–160.

FRIMMEL, H. E., VAN ACHTERBERGH, E., 1995: Metamorphism of calc-silicate and associated rocks in the Pan--African Kaaimans Group, Saldania Belt, South Africa. – *Mineral. Petrol.*, 53, 75–102.

HEJTMAN, B., 1962: Petrografie metamorfovaných hornin. – Nakl. Československé akademie věd, Praha

HOLDAWAY, M. J., MUKHOPADHYAY, B., 1993: A reevaluation of the stability relations of andalusite: Thermochemical data phase diagram for the aluminum silicates. – *Amer. Mineralogist*, 78, 298–315.

HOLLAND, T. J. B., BLUNDY, J., 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. Metamorphic Geol.*, 16, 309–343. Boston.

HOUZAR, S., NOVÁK, M., ŠREIN, V., 1997: Minerální asociace vesuvianu z karbonátových a vápenato-silikátových hornin na Moravě a ve Slezsku. – *Acta Mus. Moravie, Sci. geol.*, 82, 21–32.

KITAMURA, K., 1975: Al-Fe partitioning between garnet and epidote from the contact metasomatic copper deposits of the Chuichibu mine, Japan. – *Econ. Geol.*, 70, 725–738.

KRETZ, R., 1983: Symbols for rock-forming minerals. – *Amer. Mineralogist*, 68, 277–279.

LEAKE, B. E., WOOLLEY, A. R., ARPS, C. E. S., BIRCH, W. D., GILBERT, M. C., GRICE, J. D., HAWTHORNE, F. C., KATO, A., KISCH, H. J., KRIVOVICHEV, V. G., LINTHOUT, K., LAIRD, J., MANDARINO, J., MARESCH, W. V., NICKEL, E. H., ROCK, N. M. S., SCHUMACHER, J. C., SMITH, D. C., STEPHENSON, N. C. N., UNGARETTI, L., WHITTAKER, E. J. W., YOUZHI, G., 1997: Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. – *Eur. J. Mineral.*, 9, 623–651. Stuttgart.

LOSERT, J., 1967: Contribution to the problem of the pre-assyntian tectogenesis and metamorphism in the Moldanubicum of the Bohemian Massif. – *Krystalinikum*, 5, 61–84.

MELICHAR, R., 1995: Analýza vztahů poličského a svrateckého krystalinika. – *MS*, Přír. fak. Univ. Karl. Praha.

MELKA, K., 1965: Návrh na klasifikaci chloritových minerálů. – *Věst. Úst. Ústř. geol.*, 40: 23–29.

MÍSAŘ, Z., 1962: Svojanovská mylonitová zóna v krystaliniku při západním okraji svratecké klenby. – *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.*, 28, 31–52. Praha.

MÍSAŘ, Z., 1960: Mapování krystalinika v okolí Jimramova. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1958*, 106–108. Praha.

MÍSAŘ, Z., DUDEK, A., HAVLENA, V., WEISS, J., 1983: Geologie ČSSR I. Český masív. – 333 s., SNP, Praha.

MÍSAŘ, Z., NEKOVAŘÍK, Č., ZELINKA, P. 1995: Geologická mapa ČR: list 24–12, Letovice, 1:50 000. – Praha, Český geologický ústav.

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. Mineralogist*, 73:1123-1133.

NOVÁK, M., HOUZAR, S., ŠREIN, V., 1997: Gahnite-bearing marbles and their significance for regional classification of the eastern part of the Bohemian Massif. – *J. Czech Geol. Soc.*, 42, 1–2, 33–40. Brno.

PETRÁNEK, J., 1963: Usazené horniny, jejich složení, vznik a ložiska. – Nakladatelství Československé akademie věd, Praha

RAITH, M., 1976: The Al-Fe(III) epidote miscibility gap in a methamorphic profile through the Penninic-series of the Tauern window, Austria. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 57, 99–117.

RAVNA, K., 2000: The garnet-clinopyroxene $Fe^{2+}$-Mg geothermometer: an updated calibration. – *J. Metamorphic Geol.*, Volume 18 Issue 2 Page 211.

SLOBODNÍK, M., HLADÍKOVÁ, J., 1994: Sulphidic mineralization in the Polička crystalline complex; a discusion of the sediment-hosted type mineralization. – *Věst. Čes. geol. Úst.*, 69, 3, 37–45. Praha.

STÁRKOVÁ, I., MACEK, J., MOUPIC, Z., 1996: Geologická mapa ČR: list 24–11, Nové Město na Moravě, 1:50 000. – Praha, Český geologický ústav.

STÁRKOVÁ, I., OPLETAL, M., ADAMOVIČ, J., MACEK, J., 1998: Geologická mapa ČR: list 14–33, Polička, 1:50 000. – Praha, Český geologický ústav.

SYNEK, J., OLIVEROVÁ, D., 1993: Terrane character of the NE border of the Moldanubian Zone the Kutná Hora Crystalline Complex, Bohemian Massif. – *Geol. Rundsch.*, 82, 566–582.

ŠOUBA, M., DUDA, V., 1975: Charakter styku svratecké antiklinály a poličského krystalinika severozápadně od Jimramova. – Sbor. geol. Věd, Geol., 27, 83–97. Praha.

ŠTORCH, P., PAŠAVA, J., 1989: Stratigraphy, chemistry and origin of the Lower Silurian blck graptolitic shales of the Prague basins (Barrandian, Bohemia). – *Věst. Úst. Ústř. geol.*, 64: 143–162.

TURNER, F. J., 1981: Metamorphic Petrology, Mineralogical, Field, and Tectonic Aspects. – McGraw Hill Book Co., New York, 524 p.