Mineralia Slovaca, 41 (2009), 1 – 22
ISSN 0369-2086

P-T-d vývoj eklogitického metabazitu a neoproterozoickej ortoruly vo fundamente severného veporika centrálnych Západných Karpát

MARTIN MICHÁLEK a MARIÁN PUTIŠ

Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; michalek@fns.uniba.sk

P-T-d evolution of eclogitic metabasite and Neoproterozoic orthogneiss in the North-Veporic basement of the central Western Carpathians

Lenses of eclogitic metabasites occur in Ky-Grt orthogneisses in the North-Veporic basement, Middle Slovakia. They are hosted by micaschists and gneisses. Metabasites preserve an eclogite facies Grt+Omp+Rt mineral assemblage. Am-Bt inclusions in Grt register the pre-eclogite, amphibolite facies. Cpx-Pl and Am-Pl symplectites have been formed during the exhumation. The temperatures of 645–725 °C of the D1 stage were calculated from a Cpx_1-Grt pair. The maximum Jd_{31} content in Omp indicates minimum pressures of 16 kbar. Temperatures of 706–748 °C and 10–14 kbar were estimated from Cpx-Pl symplectite of the D2 exhumation stage. Temperatures of 610–665 °C and 8.5–9.5 kbar of the D3 stage were estimated from Am-Pl symplectites around Grt. The hosting orthogneiss reflects the retrograde conditions of the D2 stage, however the Grt-Ky-Phg-Rt mineral assemblage could represent the D1 stage. Temperatures of 740–532 °C at 11–4 kbar characterize the pre-Alpine D2 exhumation stage of the orthogneisses. The greenschist facies retrogression represents an Alpine tectonometamorphic overprint.

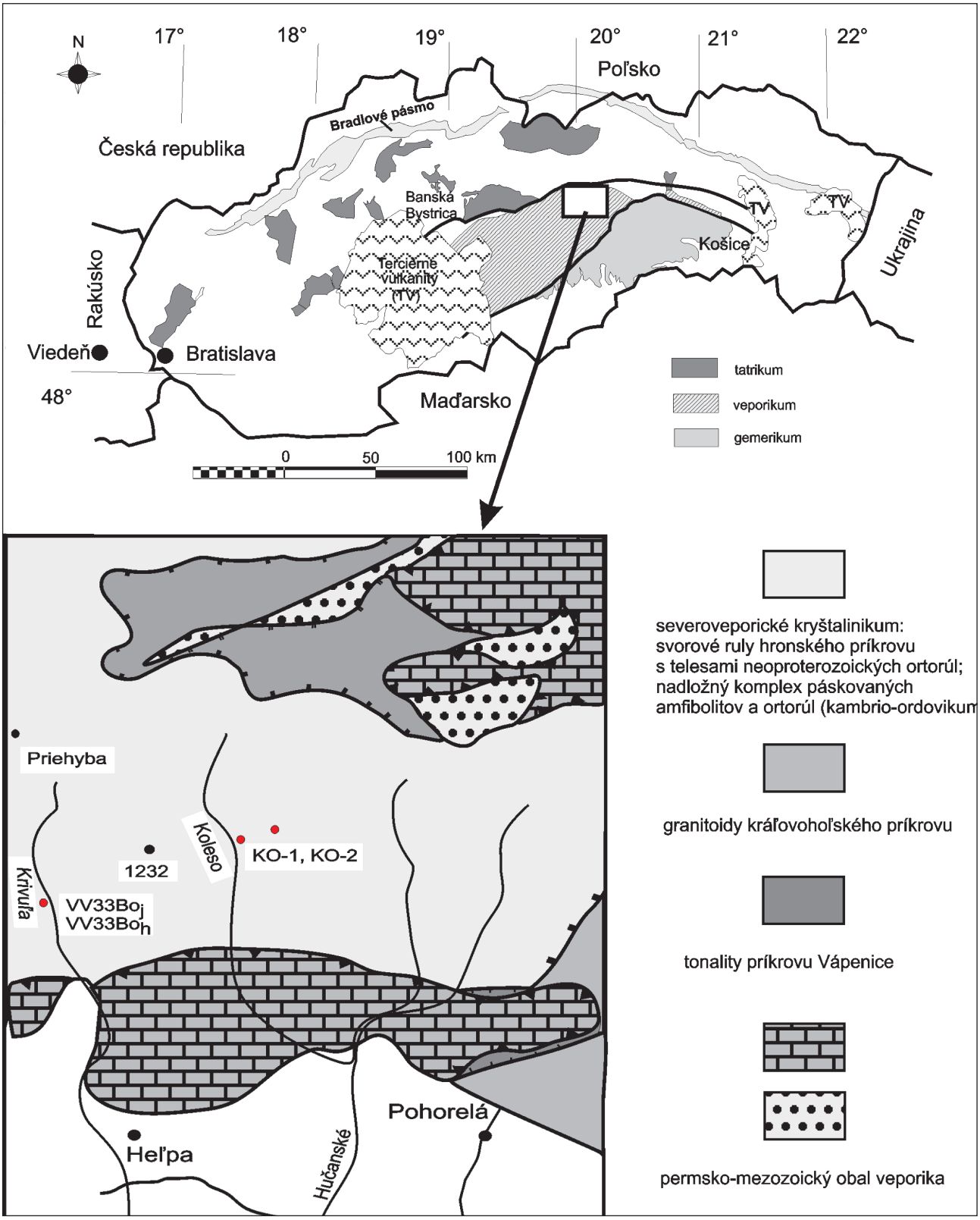
Key words: eclogitic metabasite, orthogneiss, geothermobarometry, P-T-d path, central Western Carpathians basement

Úvod – geologická situácia

V kryštaliniku Západných Karpát vystupujú metabazity najčastejšie vo forme rozličných typov amfibolitov a amfibolitických rúl. Štúdiu metabazitov sa vo fundamente veporika venovali viacerí autori (Hovorka, 1971, 1975; Cambel a Spišiak, 1979; Spišiak, 1981; Cambel a Kamenický, 1982; Krist et al., 1992). Výsledkom terénnych prác v oblasti východnej časti Nízkych Tatier (Ivanička a Šovšíková, 1984) bola okrem geologickej mapy aj petrografická charakteristika metabazitov nachádzajúcich sa v heľpianskom metabazitovom komplexe (Bajaník a Kantor, 1984) severne od obce Heľpa. Výskyt alumosilikátov v špecifických typoch rúl hronského komplexu v oblasti Heľpy uvádza Putiš (1989). Tieto poznatky sa zohľadnili na geologickej mape Nízkych Tatier (Biely et al., 1992). Ortoruly sa uvádzajú najmä zo západnej časti Nízkych Tatier, ľubietovského a kohútskeho kryštalinika (Maheľ, 1986).

Výskum na identifikáciu reliktov vysokotlakových minerálov v metamorfitoch tatrického, veporického a gemerického kryštalinika prebieha dlhodobo (Hovorka a Méres, 1989, 1990; Hovorka et al., 1992; Janák et al., 1996), ale až v posledných rokoch sa podarilo nájsť relikty minerálnych paragenéz vysokotlakovej metamorfózy v eklogitovej, prípadne okrajovej časti granulitovej fácie (Radvanec, 1999; Janák et al., 2003, 2007; Putiš et al., 2006a; Méres et al., 2008).

Tektonometamorfný vývoj študovanej oblasti s cieľom odlíšiť predalpínske a alpínske stavby sa analyzoval vo viacerých prácach (Putiš, 1989, 1991, 1992, 1994; Filová a Putiš, 2004; Hrouda et al., 2002; Putiš et al., 1996, 1997a, b, 1999, 2001). Vek protolitov páskovaných amfibolitov, ortorúl a špecifických alumosilikátových rúl, ako aj vek ich predalpínskych tektonometamorfných udalostí sa v severnom veporiku, ale aj iných oblastiach kryštalinika centrálnych Západných Karpát objasnil aj vďaka aplikácii *in situ* U-Pb datovania metódou SHRIMP (Putiš et al., 2006b, 2007, 2008a, b). Neskorovariská strednoteplotná exhumačná mylonitizácia páskovaných amfibolitov pri Závadke nad Hronom sa datovala na amfibole z mylonitickej mikrostavby metódou ^{40}Ar–^{39}Ar (Dallmeyer et al., 1993). Touto metódou sa ale datovali najmä prejavy alpínskej tektonometamorfózy na svetlých sľudách, prípadne amfiboloch (Dallmeyer et al., 1993, 1996; Maluski et al., 1993; Kováčik et al., 1996; Kráľ et al., 1996; Putiš et al., 2008c). Datovanie potvrdilo tektonostratigrafiu variských komplexov severného veporika zistenú mapovaním a štruktúrnou analýzou (Putiš, 1992), začlenených do juhovýchodovergentnej príkrovovej stavby fundamentu severného veporika: na báze hronský komplex svorových rúl (nazvaný Klincom, 1966) s novozistenými telesami neoproterozoických ortorúl so šošovkami eklogitických metabazitov, telesami ordovických ortorúl, serpentinitov, ako aj špecifických alumosilikátových rúl, ktorý je prekrytý



Obr. 1. Zjednodušená geologická mapa severnej časti veporika severne od obce Heľpa podľa Putiša (1989) s lokalizáciou študovaných vzoriek.

Fig. 1. Simplified geological map of northern part of the Veporic Unit north of Heľpa, showing locations of the samples (modified after Putiš, 1989).

komplexom páskovaných amfibolitov a ortorúl. Rozhrania variských príkrovov sú sčasti fylonitizované, resp. preťaté sinistrálnymi strižnými zónami vrchnokriedového veku.

Prvé zmienky o výskyte vysokotlakových reliktov minerálov eklogitovej fácie z lokality severne od obce Heľpa pochádzajú od kolektívu autorov Janák et al. (2003, 2007). V práci Janáka et al. (2007) je uvedená minerálna paragenéza eklogitovej fácie a jej retrogresívne prejavy. Eklogitovú minerálnu asociáciu tvorí omfacit, granát, fengit, rutil, zoisit, kremeň, ± amfibol. Aplikáciou geotermobarometrie stanovili podmienky metamorfózy s maximálnym tlakom 25 kbar a teplotou 700 °C.

Cieľom tohto príspevku je stanoviť P-T-d trend šošovky eklogitického metabazitu na základe mikroštruktúr, minerálnej asociácie a geotermobarometrie, porovnať ho s P-T-d trendom okolitých ortorúl počas jednotlivých deformačných (D-)štádií a objasniť vzťah týchto fragmentov umiestnených vo fylonitizovaných svoroch a svorových rulách hronského komplexu severného veporika (obr. 1).

Metodika

Metodický prístup zahŕňa terénny výskum a mikroskopické štúdium vzoriek z orientovaných výbrusov.

Chemické zloženie minerálov sa zistilo v Štátnom geologickom ústave Dionýza Štúra na prístroji CAMECA SX-100. Obrázky sa zhotovili pomocou BSE (naspäť rozptýlených elektrónov) pri urýchľovacom napätí 15 kV a prúde 20 nA s priemerom lúča 2–10 μm.

Mikro-Ramanovou spektroskopiou na univerzite v Grazi sa odlíšili polymorfné modifikácie alumosilikátov v rulách.

Na výpočet P-T podmienok vývoja šošovky metabazitu a okolitej ortoruly sa využili viaceré geotermobarometre:

Teplota v metabazitoch sa vypočítala pomocou Grt-Cpx (Ellis a Green, 1979; Powell, 1985; Krogh, 1988; Ravna, 2000), Grt-Am (Graham a Powel, 1984), Am-Pl (Holland a Blundy, 1994) a Grt-Bt (Kleeman a Reinhardt, 1994) pomocou geotermometra. Tlakové podmienky sa zistili pomocou viacerých geobarometrov. Minimálny tlak prográdneho štádia sa odhadol podľa maximálneho zisteného obsahu Jd v Cpx_1-Omp pri vypočítanej teplote štádia D1 podľa Grt-$Cpx_{(1)}$ geotermometra. Minerálna paragenéza Grt-$Cpx_{(2)}$-Pl-Qtz (Newton a Perkins, 1982; Eckert et al., 1991) poskytuje informáciu o tlaku počas štádia D2 rekryštalizácie. Na výpočet tlakových podmienok štádia D3 sa použila minerálna paragenéza Grt-Am-Pl-Qtz (Kohn a Spear, 1990).

V ortorulách sme využili niekoľko kalibrácií Grt-Bt geotermometra (Ferry a Spear, 1978; Hodges a Spear, 1982; Perchuk a Lavrentieva, 1983; Ganguly a Saxena, 1984; Indares a Martignole, 1985). Tlak sa zistil na základe Grt-Pl-Ky-Qtz geobarometra (GASP) (Newton a Haselton, 1981; Hodges a Spear, 1982; Ganguly a Saxena, 1984; Hodges a Crowley, 1985; Koziol a Newton, 1988).

V článku používame skratky minerálov podľa Siivolu a Schmida (2007): Ab – albite, Adr – andradite, Alm – almandine, Am – amphibole, An – anorthite, Ap – apatite, Bt – biotite, Cpx – clinopyroxene, Ed – edenite, En – enstatite, Fs – ferrosilite, Grs – grossular, Grt – garnet, Hbl – hornblende, Chl – chlorite, Ilm–ilmenite, Jd – jadeite, Kfs – K-feldspar, Ky – kyanite, Mc – microcline, Mrg – margarite, Ms – muscovite, Omp – omphacite, Phg – phengite, Pl – plagioclase, Prg – pargasite, Prp – pyrope, Py – pyrite, Qtz – quartz, Rt – rutile, Ser – sericite, Sil – sillimanite, Sps – spessartine, Ts – tschermakite, Ttn – titanite, Wo – wollastonite.

Petrografia

Šošovka eklogitického metabazitu

Na základe mikroštruktúry a vzájomných vzťahov medzi minerálmi sa rozpoznalo niekoľko štádií metamorfného vývoja metabazitu:

Prográdny vývoj a maximálne podmienky (D1)

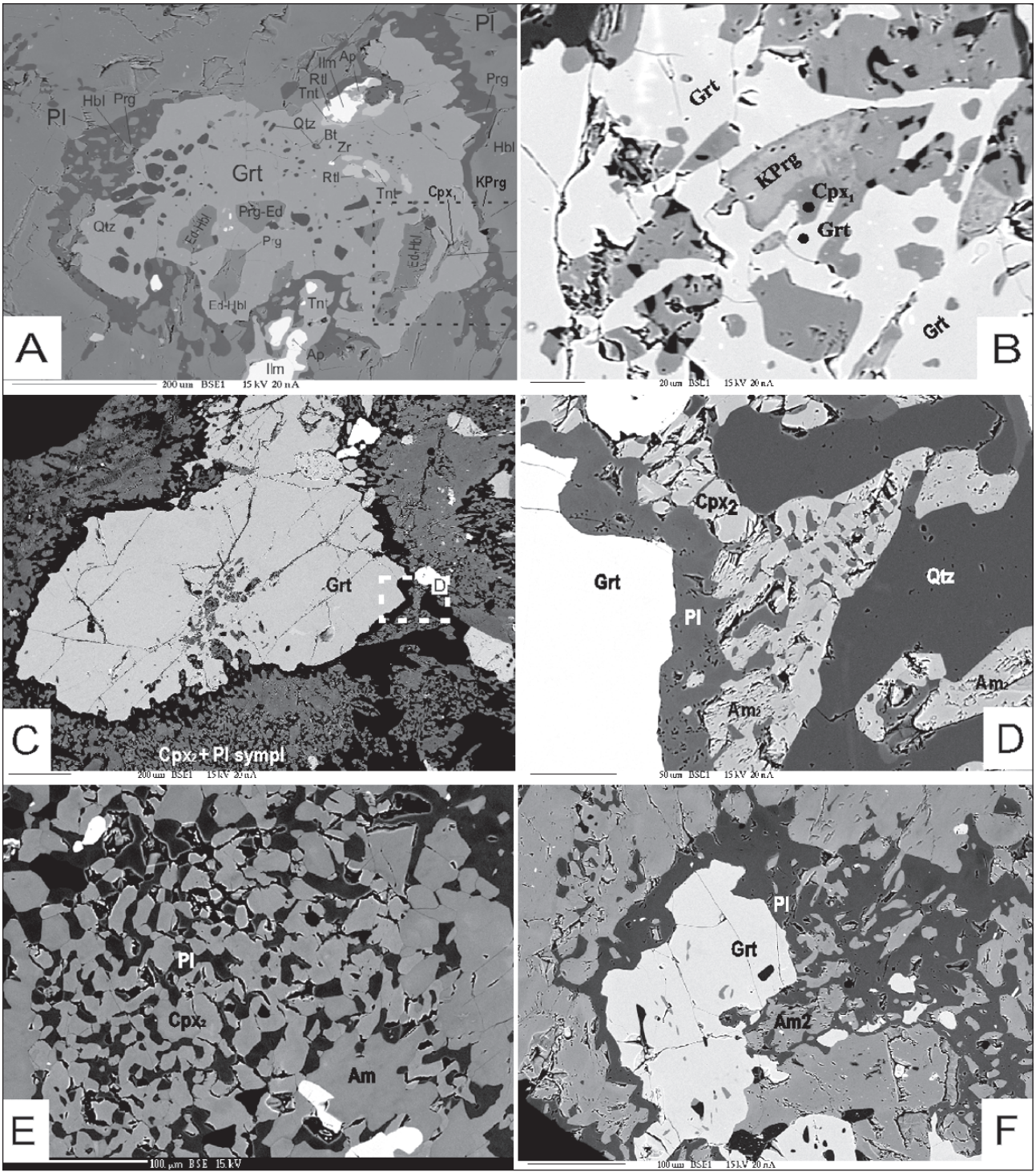
Prográdne štádium vývoja eklogitizovaného metabazitu D1 sa zachovalo v podobe inklúzií Bt_1, Am_1, ±Rt v porfyroblastoch granátu (obr. 2A). Distribúcia prvkov v porfyroblaste Grt naznačuje jeho polyštadiálny rast v prográdnych metamorfných podmienkach (obr. 3). Prográdny trend predstavuje koexistencia centrálnej časti Grt_1 s inklúziami Bt_1 a $Am_{1(Prg\text{-}Ed)}$ (obr. 3A – žltý kruh a oranžový kruh). Predokrajová časť Grt obsahuje inklúzie Cpx_1 a môže zodpovedať kulminačným, resp. ku kulminácii blízkym podmienkam metamorfózy štádia D1 (obr. 3A – modrý kruh) reprezentovanej typickou paragenézou Cpx_1(Omp) + Grt + Rt eklogitovej fácie štádia D1.

Klinopyroxén – plagioklasové symplektity a koróny (D2)

Štádium D2 predstavujú rozsiahlejšie domény symplektitu Cpx_2 a Pl. Menej časté a lokálne sú Cpx_2-Pl koróny okolo granátu, ktoré ale majú tiež charakter symplektitu. Preto tieto dve formy Cpx označujeme ako Cpx_2. Symplektit je výsledkom čiastočného až úplného rozpadu Cpx_1(Omp) na vzájomne sa prerastajúci agregát Cpx_2 a Pl (obr. 2E, 4F). Symplektitické prerastanie Cpx_2 a Pl okolo Grt na jeho styku s Qtz je zrejme výsledkom dekompresnej reakcie Grt + Qtz = Cpx + Pl (Putiš a Korikovsky, 1995; Putiš et al., 2000; Zhao et al., 2001; O´Brien a Rötzler, 2003) (obr. 2C, D). Symplektitické alebo koronárne stavby pozorované v mnohých eklogitových a granulitových terénoch sa považujú najmä za prejav dekompresie (Harley, 1989, 1992; Kumar a Chacko, 1991; Thost et al., 1991; Zhao et al., 2001; Engvik et al., 2007).

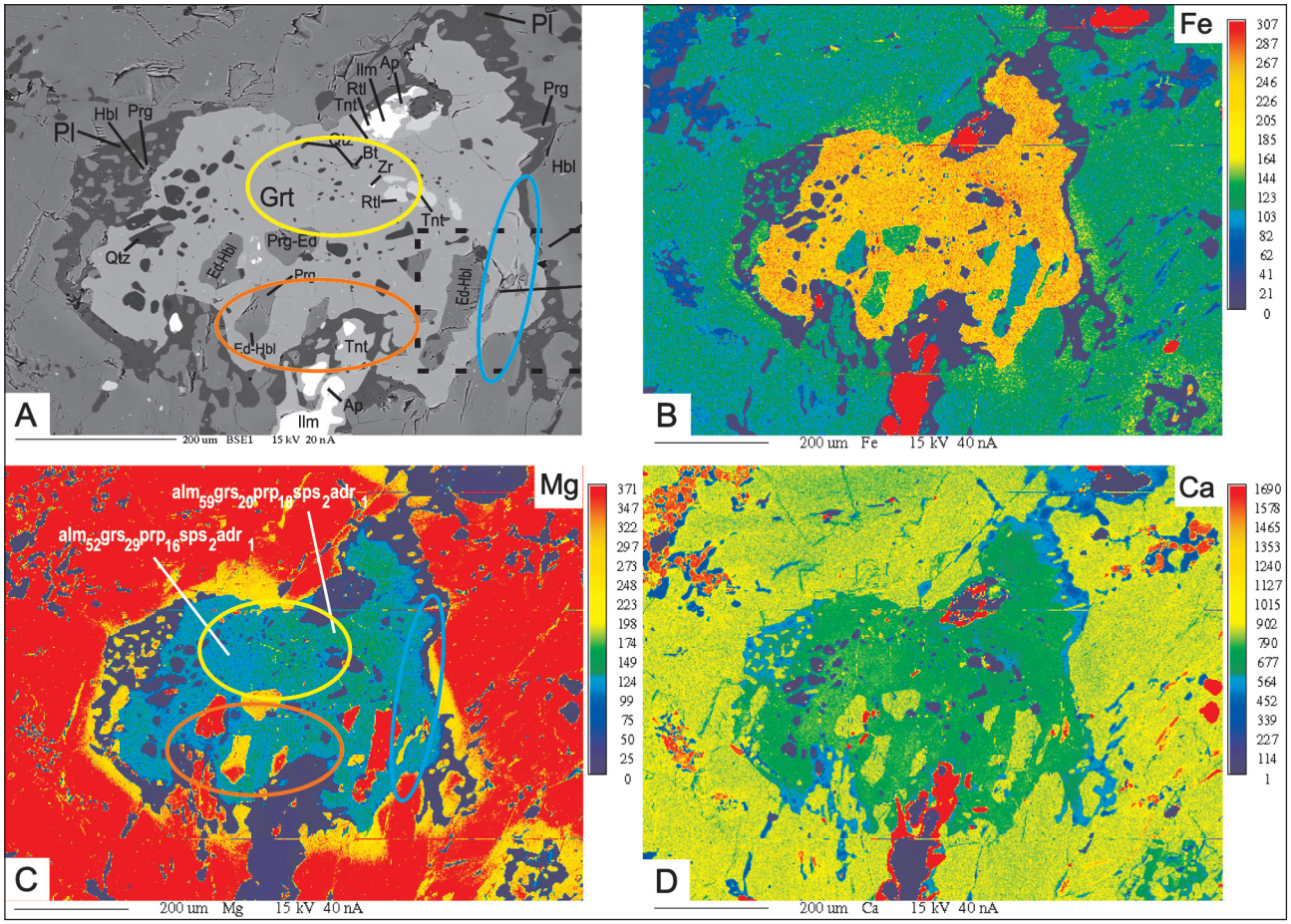
Amfibolovo-plagioklasové symplektity a koróny (D3)

Okolo granátu sa nachádzajú Am-Pl koróny štádia D3. Pl tvorí vnútornú a Am_2 vonkajšiu zónu koróny. Am_2-Pl symplektit predstavuje prechodnú (strednú) zónu koróny (obr. 4A–D). Am-Pl koróny a symplektity v okolí porfyroblastov granátu sú zrejme prejavom hydratačných reakcií v procese chladnutia metabazitu v podmienkach amfibolitovej fácie.



Obr. 2. Obrázky zo spätne rozptýlených elektrónov (BSE) šošovky metabazitu. **A** – Porfyroblast granátu s inklúziami biotitu, amfibolu a omfacitu. **B** – Inklúzia klinopyroxénu (1) v granáte s vyznačenými bodmi na geotermometriu štádia D1. **C**, **D** – Symplektitická koróna klinopyroxénu (2) a plagioklasu medzi granátom a kremeňom (D2). **E** – D2 symplektit klinopyroxénu (2) a plagioklasu po omfacite, uzatvorený v amfibole (3) metamorfného matrixu D3. **F** – Vnútorná plagioklasová, vonkajšia amfibolová a stredná symplektitová (Am_2 + Pl) časť koróny štádia D3 okolo granátu.

Fig. 2. Back scattered images (BSE) of the metabasite lens. **A** – Porphyroblast of garnet with inclusions of biotite, amphibole and omphacite. **B** – Inclusion of clinopyroxene (1) in garnet with marked points used in geothermometric calculations of the D1 phase. **C, D** – Symplectitic coronary texture of clinopyroxene (2) and plagioclase between garnet and quartz (D2). **E** – D2 phase – symplectitic intergrowth of clinopyroxene (2) and plagioclase after omphacite enclosed in D3 amphibole (3) matrix. **F** – Inner plagioclase and outer amphibole coronas around Grt, with the middle symplectitic intergrowth of amphibole (2) and plagioclase of the D3 phase.



Obr. 3. Plošná distribúcia prvkov Fe, Mg a Ca v porfyroblaste granátu v metabazite s vyznačenými doménami polyštadiálneho rastu s inklúziami (vysvetlenie v texte).

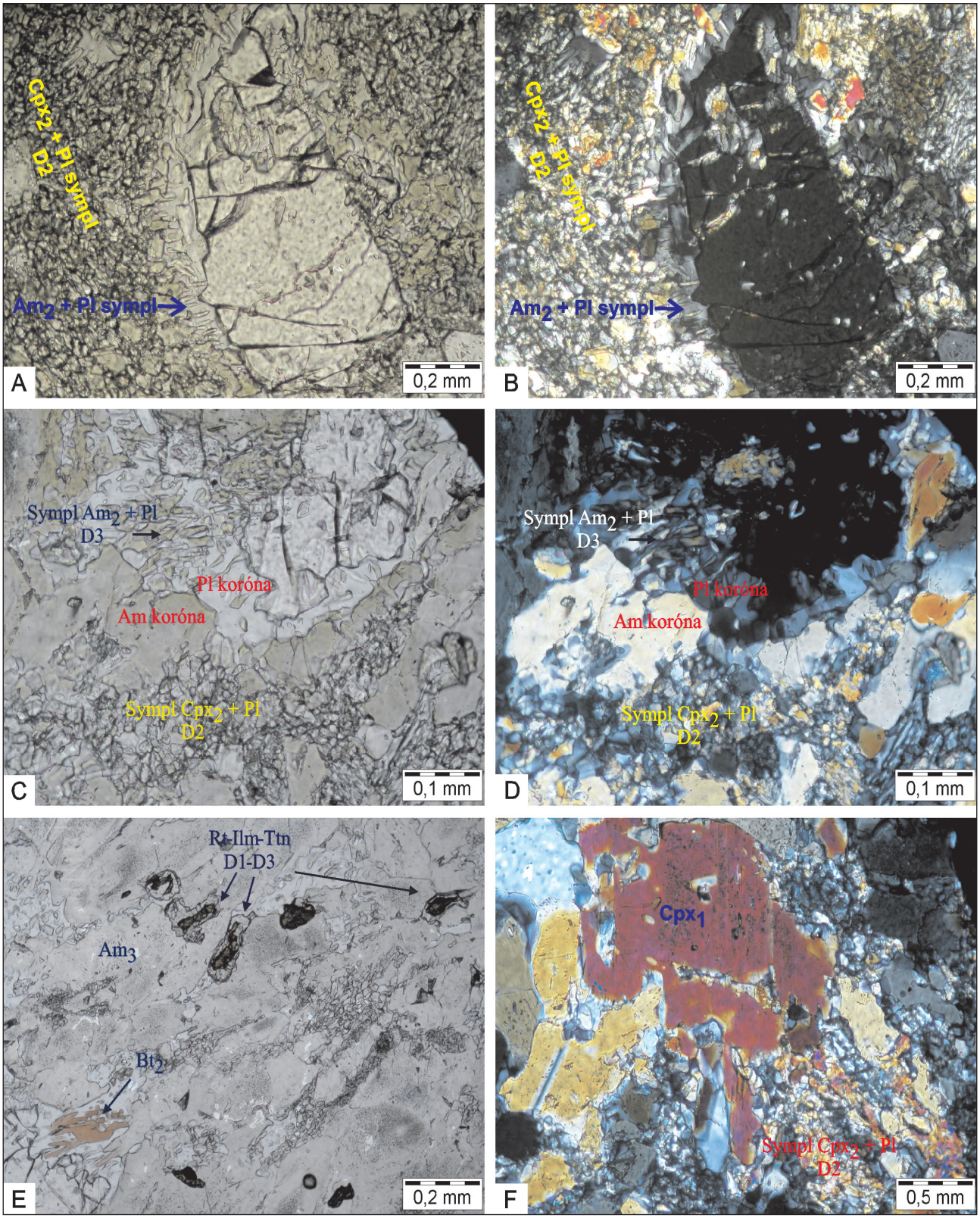
Fig. 3. X-ray maps of Fe, Mg and Ca distribution in Grt in metabasite with marked parts of polystadial growth of Grt with inclusions. Explanation in text.

Ortoruly

Okolím eklogitického metabazitu sú neoproterozoické ortoruly granitického až tonalitického zloženia (Putiš et al., 2006b, 2008a, b). Vzorka VV33Bo$_j$ je jemne laminovaná ortorula, čiastočne natavená do hrubozrnnej migmatitickej ortoruly VV33Bo$_h$ (obr. 5A). Usmernenú stavbu laminovanej ortoruly podmieňuje najmä usmernený rast metamorfného biotitu a živcov do foliácie S1 (obr. 6A, B). Granoblastickú stavbu podmieňuje Grt, Qtz, Mc a Pl (obr. 6A). Vzorka je takmer bez muskovitu. Grt často vystupuje v podobe izolovaných zŕn na kontakte s Bt (obr. 7A). Hrubozrnnú časť drobnozrnnej laminovanej ortoruly (VV33Bo$_h$), ktorá predstavuje výsledok dekompresného tavenia v čase exhumácie, reprezentuje minerálna asociácia Grt, Bt, Mc, Pl, Ms, Qtz, ±Ky (obr. 6C, D). Mc, Pl a Qtz sa stretávajú v trojnom bode (*triple point*) s výskytom myrmekitického prerastania. Časť porfyroblastov Bt uzavretého v Otz-Pl-Kfs agregáte má členitý okraj ako prejav magmatickej korózie (obr. 6D). Matrix pozostáva z muskovitu s inklúziami Ky a Bt (obr. 6E, F).

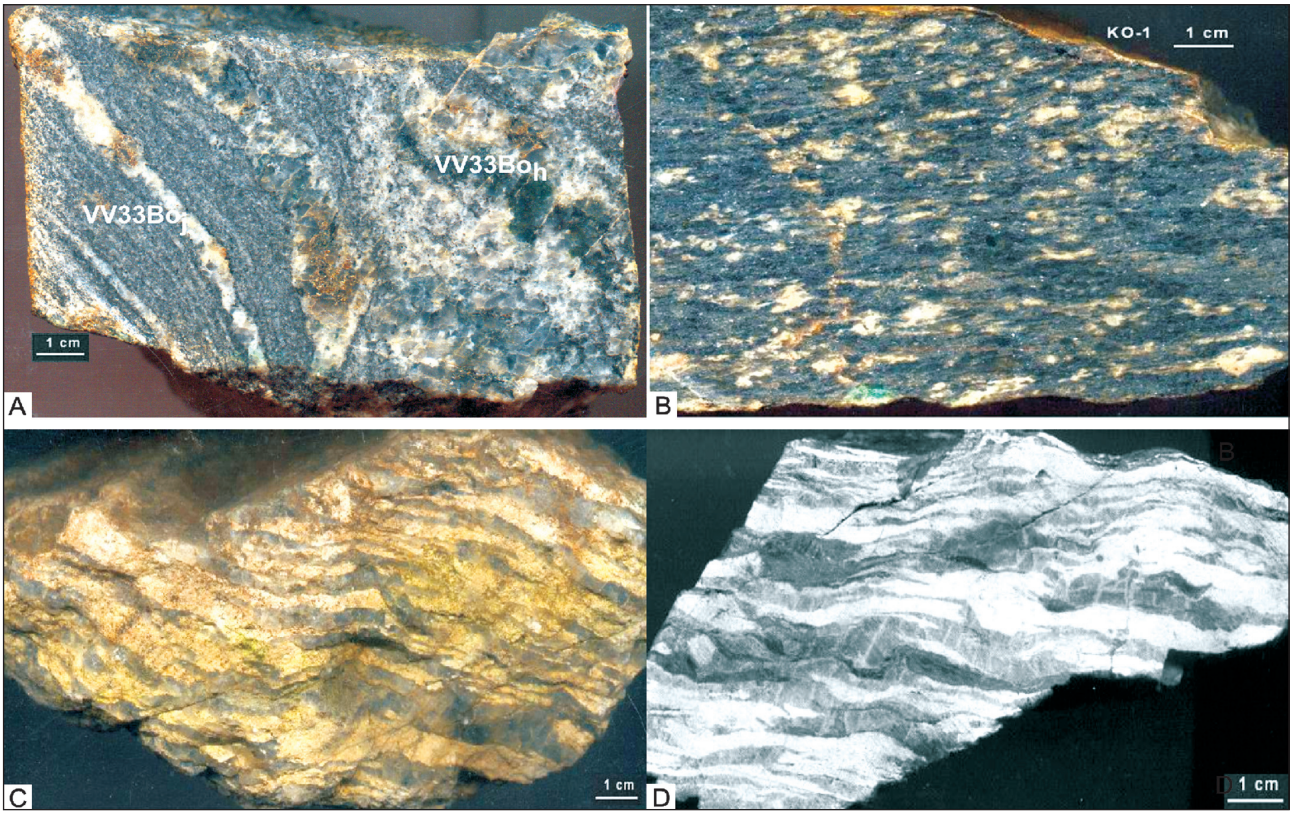
Vzorku Grt-Ky tonalitickej ortoruly (KO-1) s mylonitickou makrostavbou (obr. 5B) tvorí základná minerálna asociácia Bt, Grt, Ms, Pl, Kfs, Ky, Rt a Ilm (obr. 8). Sigmoidálne rotované porfyroblasty Grt$_{(1)}$ majú vonkajší lem s odlišným zložením, ktorý pokračuje drobnozrnným agregátom Grt$_{(2)}$ do mylonitickej foliácie (obr. 8C, D). Porfyroblasty Grt sú v priamom styku s Bt, ktorý sa zúčastnil na difúznych reakciách medzi Grt a Bt (obr. 8E, F). Porfyroblasty Ky na okrajoch nahrádza margarit a neskoršia generácia muskovitu (obr. 8A–B). Muskovit prerastá cez metamorfný matrix.

Vo vzorke iného telesa – kambricko-ordovickej ortoruly (KO-2) – je charakteristická mylonitická stavba (obr. 5C, D). Porfyroklasty živcov sú dynamicky rekryštalizované a tvoria „jadrovo-plášťové“ mikroštruktúry ako typický prejav plastickej deformácie dislokačným tokom (obr. 9). Hranice dynamicko-rekryštalizačného agregátu živcov v mylonitickej foliácii zvýrazňuje takisto drobnozrnný, syntektonicky usmernený muskovit. Aj strednoteplotné kremenné ribóny mylonitov sú sčasti dynamicky rekryštalizované.



Obr. 4. Mikroštruktúry v metabazite. **A–D** – Typické koronárne mikroštruktúry štádia D2 a D3. **E** – Dekompresná sukcesia Rt (D1) – Ilm –Ttn (D2–3) a Bt_2–Pl symplektit po Phg. **F** – Čiastočný rozpad Cpx_1(Omp) na symplektit Cpx_2 a Pl (D2).

Fig. 4. Microtexture in metabasite. **A–D** – Typical coronary textures of the D2 and D3 phases. **E** – Decomposition of Rt (D1) – Ilm –Ttn (D2–3) during decompression and Bt_2–Pl symplectite after Phg. **F** – Partial breakdown of Cpx_1(Omp) into symplectite of Cpx_2 and Pl (D2).



Obr. 5. Makrostavby ortorúl. **A** – Granitická, čiastočne natavená ortorula. **B** – Tonalitická ortorula. **C, D** – Ordovická ortorula (KO-2) s výraznou páskovanou mylonitickou stavbou.

Fig. 5. Mesostructures of orthogneisses. **A** – Granitic, partially melted orthogneiss. **B** – Tonalitic orthogneiss. **C, D** – Ordovician orthogneiss (KO-2) with mylonitic structure.

Chemické zloženie minerálov

Metabazit

Granát

Reprezentačné analýzy granátu sú uvedené v tab. 1. Granáty majú dominantne almandínové (52–59 mol. %) zloženie s podielom grosulárovej (18–28 mol. %) a pyropovej (13–19 mol. %) zložky a minimálnym podielom spessartínovej (0,7–3 mol. %) a andraditovej (0,5–4 mol. %) zložky. Porfyroblasty sú pomerne homogénne, s malým rozpätím X_{Fe} (0,75–0,82). Porfyroblast Grt s inklúziami minerálov javí nevýraznú zonálnosť na dve hlavné zóny (obr. 3). Vnútorná ($Alm_{54}Grs_{28}Prp_{14}Sps_3Adr_1$) zóna obsahuje inklúzie Bt, Am a Rt. Predokrajová zóna má zvýšený obsah Mg ($Alm_{58}Grs_{20}Prp_{18}Sps_2Adr_1$) a obsahuje inklúzie Cpx_1(Omp) (obr. 2A, B). Okraje porfyroblastov granátov sú tvorené koronárnymi štruktúrami, najmä plagioklasom a s ním asociovanými minerálmi ako produktmi rozpadových reakcií granátu.

Klinopyroxén

Cpx_1 sa vyskytuje väčšinou vo forme inklúzií v granáte a len ojedinele sú zachované porfyroblasty Cpx_1 s tenkými exsolučnými lamelami (Cpx?) ako prejav poklesu teploty a tlaku (obr. 4F). Chemické zloženie Cpx_1 je prevažne $En_{39–40}Fs_{13–20}Wo_{40–47}$ s obsahom Jd zložky prevažne od 12 do 31 mol. % a vyšším obsahom Al.

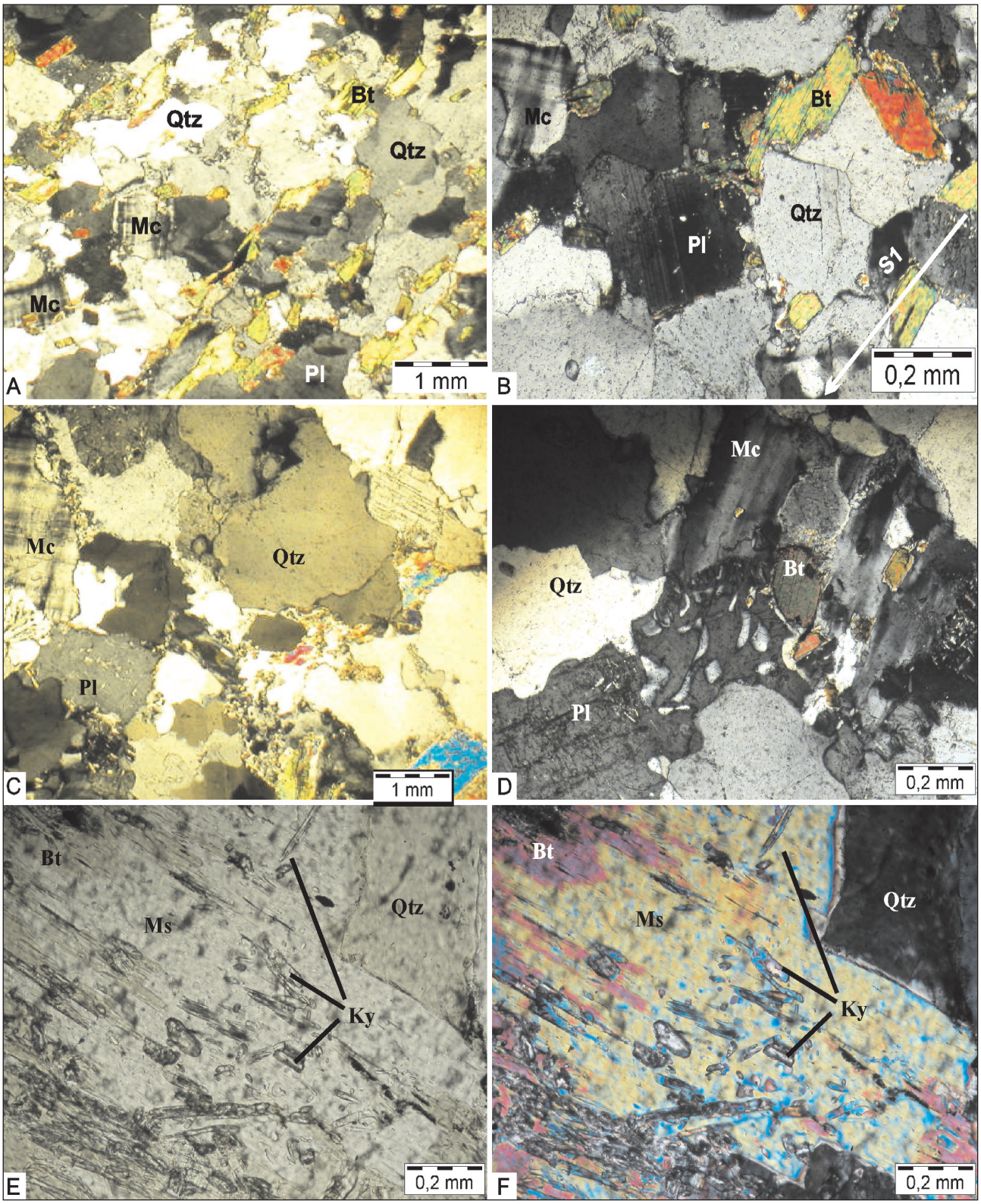
Cpx_1 sa čiastočne až úplne rozpadá na Cpx_2-Pl symplektit (obr. 2E), ktorý sa miestami vyskytuje aj v koronárnych štruktúrach v okolí granátu medzi Grt a Qtz (obr. 2C, D). Cpx_2 sa vyznačuje nižším obsahom Na a Al oproti pôvodnému Omp (tab. 2). Cpx_2 má $En_{30–40}Fs_{11–14}Wo_{47–48}$ zloženie s nižším obsahom $Jd_{3–11}$ zložky. Cpx_2 v koronárnych stavbách má relatívne najnižší obsah $Jd_{(3–4)}$ zložky.

Amfibol

Amfibol v študovanej vzorke metabazitu vystupuje v niekoľkých genetických typoch (tab. 3): Am_1, zachovaný v podobe inklúzií v granáte, má Ts-Prg zloženie. Am_2 v symplektitoch s Pl má zloženie prevažne Mg-Hbl a Prg. Matrix pozostáva z hrubozrnného agregátu s Am_3 Mg-Hbl zložením. Najvyšší obsah Al_2O_3 majú inklúzie Am_1, do 17 hm. % oproti Am_2, kde sa obsah Al_2O_3 pohybuje od 8 do 11 hm. %, resp. od 4 do 8 hm. % v Am_3.

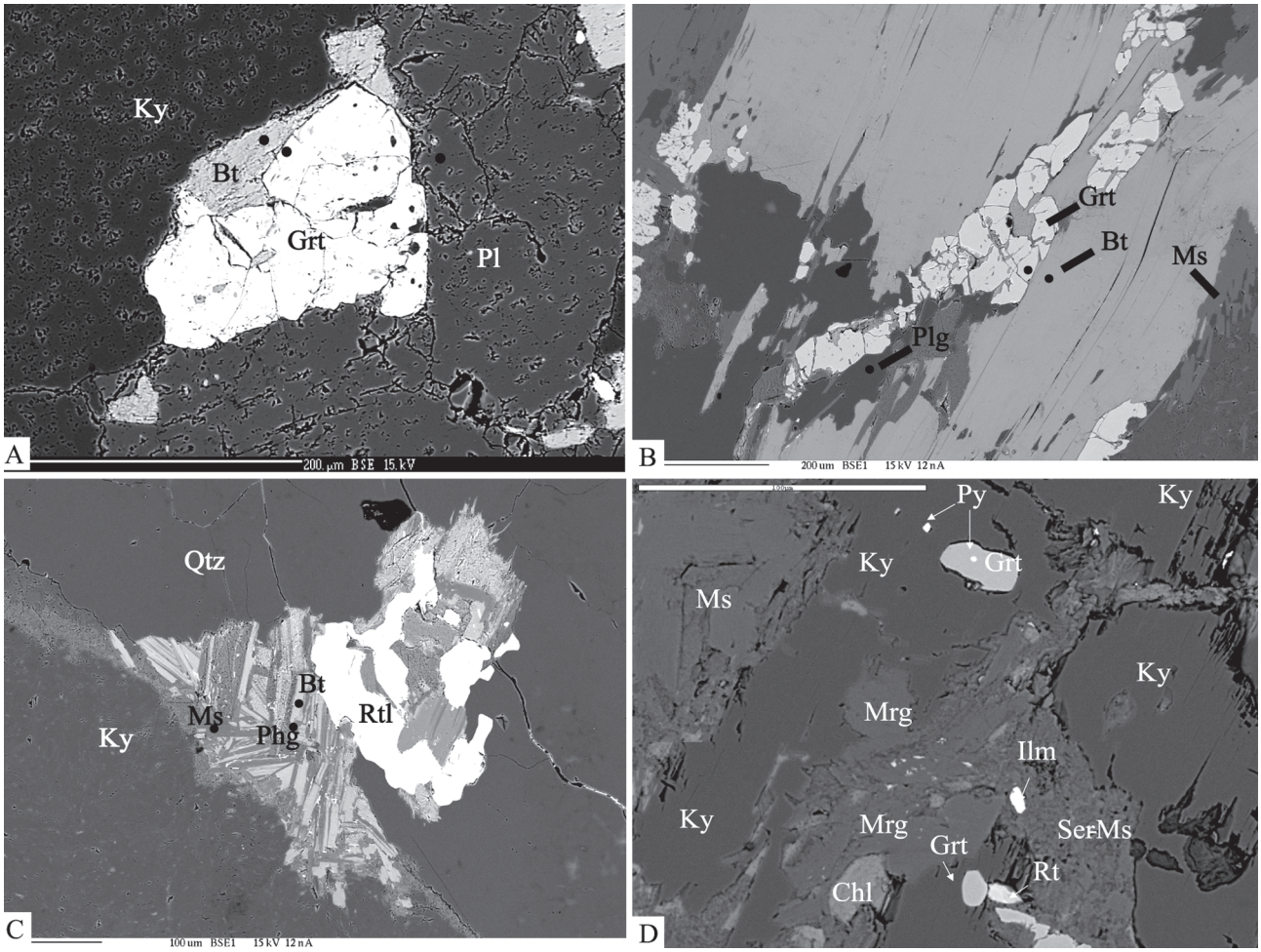
Plagioklas

Chemické zloženie Pl sa výraznejšie nemení (tab. 4). Na základe štruktúrneho vystupovania a chemického



Obr. 6. Mikrostavby Grt-Ky-Phg ortoruly (VV33Bo). **A, B** – Mikrostavba jemne laminovanej časti ortoruly (VV33Bo$_i$). **C, D** – Mikrostavby v čiastočne natavenej ortorule (VV33Bo$_h$) s myrmekitickým prerastaním kremeňa a plagioklasu (D). **E, F** – Uzavreniny kyanitu a biotitu v muskovite.

Fig. 6. Microtexture of Grt-Ky-Phg orthogneiss (VV33Bo). **A, B** – Fine-laminated part of the orthogneiss (VV33Bo$_i$). **C, D** – Partially melted orthogneiss (VV33Bo$_h$) with myrmekitic intergrowth of quartz and plagioclase (D). **E, F** – Inclusions of kyanite and biotite in muscovite.



Obr. 7. Obrázky zo spätne rozptýlených elektrónov (BSE) ortorúl. **A** – Pár Grt – Bt vzorky VV33Bo$_j$ s vyznačenými analyzovanými bodmi využitými v geotermobarometrii pre štádium D2. **B** – Grt, Bt a Pl vo vzorke VV33Bo$_h$ s vyznačenými analyzovanými bodmi na geotermobarometriu (D2). **C** – Reliktná paragenéza Ky + Phg + Rt štádia D1 vo vzorke VV33Bo$_h$. **D** – Kyanit s uzavreninou granátu a retrográdnym okrajom s margaritom a mladším muskovitom.

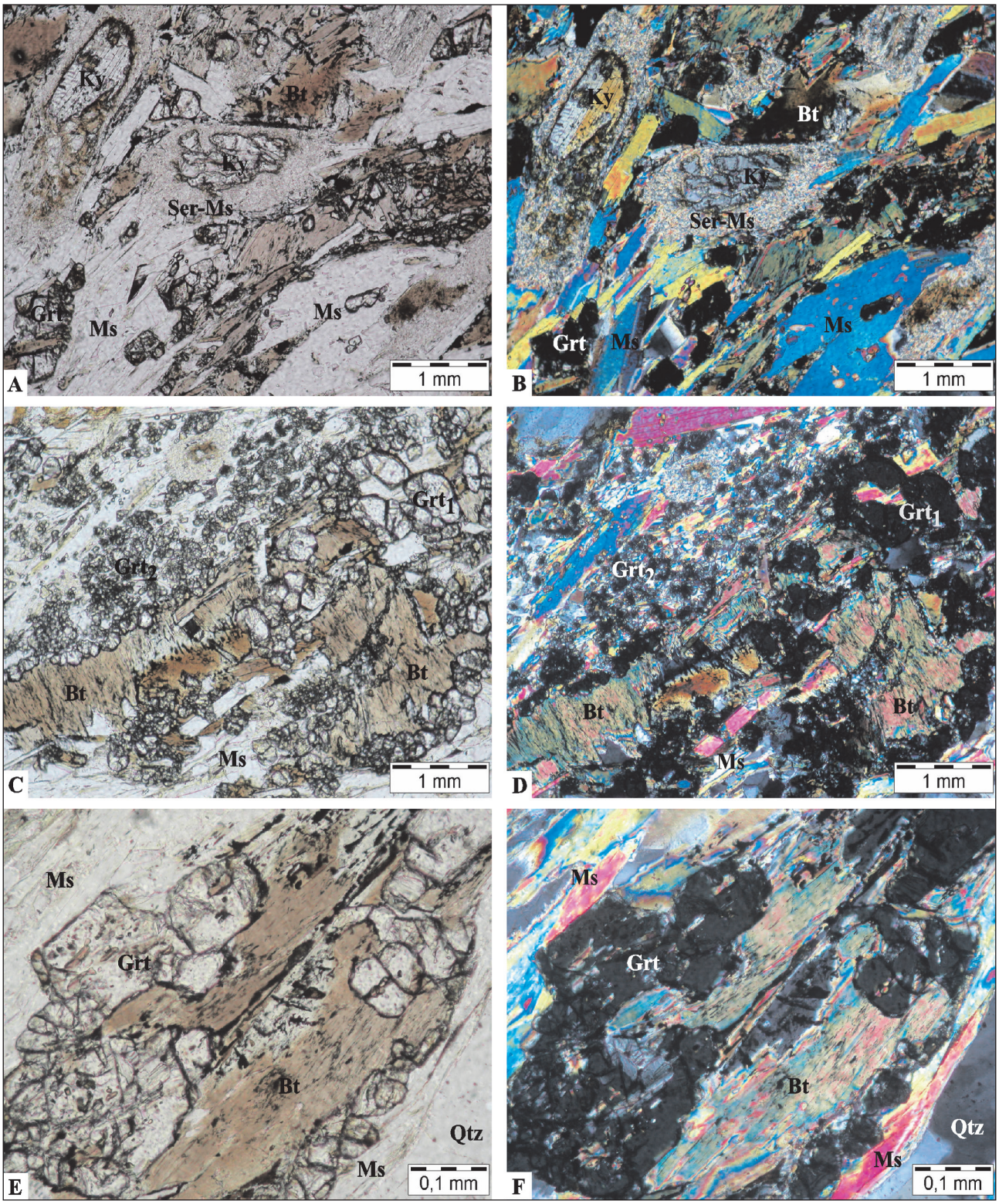
Fig. 7. Back-scattered images (BSE) of orthogneisses. **A** – Grt – Bt pair with marked analytical points used in geothermobarometry of D2 phase in the sample VV33Bo$_j$. **B** – Grt, Bt and Pl with marked analytical points used in geothermobarometry of the D2 phase in the sample VV33Bo$_h$. **C** – Relict paragenesis Ky + Phg + Rt of the phase D1 in sample VV33Bo$_h$. **D** – Kyanite with inclusion of garnet and retrograded rim composed by margarite and later muscovite.

zloženia možno rozlíšiť dva základne typy. Plagioklas v Cpx$_2$-Pl symplektitoch ako dôsledok rozpadu Omp má vyšší obsah albitovej zložky ($An_{21–23}Ab_{76–78}Or_1$) v porovnaní s Pl v Am-Pl symplektitoch ($An_{27–41}Ab_{73–59}Or_{0–1}$). Chemické zloženie Pl z koronárnych štruktúr medzi Grt a Cpx javí slabú chemickú zonálnosť, kde je An zložka v rozmedzí od 22 do 30 mol. %, pričom sa táto zložka zvyšuje od kontaktu s Cpx smerom ku Grt.

Ortoruly

Granát

Porfyroblasty Grt vo vzorke VV33Bo$_j$ nie sú zonálne. Majú najmä Alm-Prp-Sps zloženie. Podiel Alm zložky sa pohybuje od 74 do 78 mol. %, Prp od 10 do 11,8 mol. % a Sps okolo 6 mol. % (tab. 5). V hrubozrnnej migmatitickej ortorule (VV33Bo$_h$) sa zonálnosť nepotvrdila. Granáty podobne ako vo vzorke VV33Bo$_j$ majú Alm-Prp-Sps zloženie. Obsah Alm zložky je nižší (64,8–67,9 mol. %), ale obsah Prp (14,8–16 mol. %) a Sps (13,3–13,8 mol. %) zložky je v porovnaní so vzorkou VV33Bo$_j$ vyšší. Môže to byť aj dôsledok ich rekryštalizácie v procese čiastočného tavenia. Na základe distribúcie prvkov vo vzorke KO-1 sa zistila nevýrazná zonálnosť porfyroblastu Grt vrátane retrográdneho lemu (obr. 10). Obsah Alm (73,8–78,2 mol. %) a Prp (14,8–16 mol %) zložky sa mierne zvyšuje smerom k okraju Grt. Obsah spessartínovej zložky sa od stredu po okraj znižuje (10,4–4,3 mol. %). Pomer Fe/Fe + Mg sa výraznejšie nemení (0,83–0,85). Obsah grosulárovej zložky sa nevýrazne zvyšuje v okrajovej časti, ktorá predstavuje retrográdny lem (Grt$_2$) a svojím zložením zodpovedá drobnozrnnému agregátu granátu (Grt$_2$ od 1,4 do 4,2 mol. %) v mylonitickej foliácii.



Obr. 8. Mikrostavby v Grt-Ky (A–B) ortorule (KO-1) dokumentujú rast granátu (1) na úkor biotitu v štádiu D1. Relikty Bt sa zachovali aj v porfyroblastoch Grt1 (E–F). Drobnozrnný agregát granátu (2), zrejme ako produkt dynamickej rekryštalizácie Grt1, prerastený s muskovitom (C–D), je produktom mylonitickej rekryštalizácie pri exhumácii D2.

Fig. 8. Microtextures of Grt-Ky (A–B) orthogneiss (KO-1) indicating growth of garnet at the expense of biotite in D1 phase. Relicts of Bt preserved in porphyroblasts of Grt1 (E–F). Fine grained aggregate of garnet (2), probably as a product of the dynamic recrystallization of Grt1, overgrown by muscovite (C–D) as a product of the mylonitic recrystallization during D2 exhumation.

Tab. 1
Chemické analýzy a stechiometrické vzorce granátu na báze 12 kyslíkov, Fe^{3+} na základe nábojovej bilancie (vzorka VV33Bb)
Chemical composition and stoichiometric formula of garnet based on 12 oxygens. Fe^{3+} based on charge balance (sample VV33Bb)

VV33Bb Bod	Stred	Predokraj.	Predokraj.	Okraj	Okraj	Stred	Okraj	Stred	Ca zóna	Ca zóna	Mg zóna	Mg zóna
SiO_2	37,00	37,27	37,74	37,58	38,02	38,71	37,86	38,96	38,77	38,51	38,91	38,46
TiO_2	0,20	0,20	0,19	0,14	0,10	0,19	0,09	0,20	0,28	0,26	0,15	0,27
Al_2O_3	21,60	21,78	21,65	21,68	21,59	21,35	21,74	21,68	21,23	21,28	21,63	21,33
Cr_2O_3	0,03	0,01	0,00	0,04	0,05	0,06	0,06	0,13	0,02	0,05	0,01	0,11
FeO	25,67	25,88	25,78	25,35	25,10	25,89	24,99	23,80	25,88	25,23	26,29	27,71
MnO	0,62	0,64	0,59	0,49	0,34	0,85	0,38	0,72	1,33	0,95	0,89	1,10
MgO	4,07	4,12	4,15	4,14	4,58	4,33	4,51	4,08	3,43	3,68	4,84	4,98
CaO	10,50	10,49	10,49	10,80	10,27	9,92	10,50	10,39	10,57	10,78	8,60	7,58
Spolu	99,69	100,38	100,60	100,22	100,06	101,30	100,13	99,95	101,51	100,74	101,32	101,54
Si	2,90	2,90	2,93	2,93	2,96	2,99	2,95	3,02	3,00	3,00	3,00	2,97
Al^{IV}	0,10	0,10	0,07	0,07	0,04	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Al^{VI}	1,90	1,90	1,92	1,92	1,94	1,94	1,94	1,99	1,94	1,95	1,97	1,91
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02
Fe^{2+}	1,60	1,60	1,61	1,58	1,59	1,62	1,58	1,58	1,64	1,61	1,67	1,73
Fe^{3+}	0,08	0,08	0,07	0,07	0,05	0,05	0,05	0,00	0,04	0,03	0,02	0,06
Mn	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,06	0,03	0,05	0,09	0,06	0,06	0,07
Mg	0,48	0,48	0,48	0,48	0,53	0,50	0,52	0,47	0,40	0,43	0,56	0,57
Ca	0,88	0,88	0,87	0,90	0,86	0,82	0,88	0,86	0,88	0,90	0,71	0,63
Spolu	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	7,98	8,00	8,00	8,00	8,00
Alm	53,34	53,46	53,51	52,82	52,94	54,14	52,53	53,29	54,62	53,70	55,81	57,56
Sps	1,36	1,40	1,30	1,08	0,75	1,85	0,84	1,59	2,91	2,09	1,94	2,40
Prp	15,87	15,96	16,05	16,04	17,74	16,63	17,43	15,93	13,21	14,24	18,56	19,12
Grs	25,21	25,03	25,58	26,66	26,23	24,92	26,68	28,81	27,09	28,40	22,50	17,74
X^{Fe}	0,78	0,78	0,78	0,77	0,75	0,77	0,76	0,77	0,81	0,79	0,75	0,76

Tab. 2
Chemické analýzy a stechiometrické vzorce klinopyroxénu na báze 6 kyslíkov, resp. 4 katióny Fe^{3+}, odhadované na základe nábojovej bilancie (vzorka VV33Bb)
Chemical composition and stoichiometric formula of clinopyroxene based on 6 oxygens, 4 cations. Fe^{3+} based on charge balance (sample VV33Bb)

Typ	Cpx_1	Cpx_1	Cpx_1	Cpx_1	Cpx_1	Cpx_2	Cpx_2	Cpx_2	Cpx_2
SiO_2	51,49	50,86	53,24	54,73	55,16	54,01	53,72	54,94	54,71
TiO_2	0,15	0,13	0,09	0,17	0,13	0,08	0,04	0,10	0,06
Al_2O_3	6,29	7,54	5,18	6,44	8,36	1,32	0,93	1,13	1,27
Cr_2O_3	0,10	0,10	0,09	0,25	0,21	0,01	0,05	0,07	0,06
FeO	9,79	9,69	7,11	5,60	5,59	7,67	8,55	6,44	6,89
MnO	0,13	0,22	0,11	0,03	0,06	0,08	0,11	0,04	0,00
MgO	11,88	11,22	11,94	11,19	10,12	13,52	13,24	14,22	14,18
CaO	18,58	18,80	20,37	19,71	17,37	22,98	23,36	23,26	23,15
Na_2O	1,43	1,39	1,93	2,82	4,22	0,83	0,40	0,69	0,67
K_2O	0,06	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Spolu	99,90	99,96	100,07	100,94	101,23	100,51	100,39	100,90	101,01
Si	1,91	1,89	1,96	1,98	1,97	1,99	2,00	2,01	2,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al^{IV}	0,09	0,11	0,04	0,02	0,03	0,01	0,00	-0,01	0,00
Al^{VI}	0,19	0,22	0,18	0,25	0,32	0,05	0,04	0,06	0,06
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	0,31	0,32	0,22	0,22	0,18	0,19	0,27	0,23	0,23
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,66	0,62	0,65	0,60	0,54	0,74	0,73	0,78	0,77
Ca	0,65	0,63	0,76	0,76	0,64	0,90	0,92	0,92	0,91
Na	0,10	0,10	0,14	0,20	0,29	0,06	0,03	0,05	0,05
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
QUAD	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Wo	40,21	40,28	46,28	47,52	46,91	48,23	47,85	47,98	47,64
En	40,67	39,58	40,00	38,39	39,59	39,88	37,99	40,29	40,44
Fs	19,13	20,14	13,72	14,08	13,50	11,89	14,16	11,73	11,92
Jd	11,52	11,85	14,78	24,56	31,52	4,75	3,54	11,33	6,76

Tab. 3
Chemické analýzy a stechiometrické vzorce amfibolu na báze 13 e-CNK (vzorka VV33Bb)
Chemical composition and stoichiometric formula of amphibole based on 13 e-CNK (sample VV33Bb)

Typ	Am_1	Am_1	Am_1	Am_2	Am_2	Am_2	Am_2	Am_3	Am_3	Am_3
SiO_2	40,82	40,92	44,58	47,53	48,54	49,56	45,56	51,68	53,59	49,81
TiO_2	1,18	1,12	1,00	0,81	0,91	0,81	1,24	0,45	0,34	0,81
Al_2O_3	17,38	17,37	13,43	10,06	9,42	7,64	10,72	5,97	3,83	7,56
Cr_2O_3	0,09	0,11	0,07	0,19	0,11	0,35	0,58	0,07	0,05	0,09
MgO	9,58	9,60	11,57	13,32	13,68	13,86	11,36	15,24	16,58	14,40
CaO	11,94	11,95	12,02	12,20	12,00	12,22	11,93	11,81	13,02	12,13
MnO	0,07	0,07	0,09	0,08	0,04	0,09	0,04	0,09	0,02	0,12
FeO	13,54	13,40	12,61	11,65	11,54	12,54	13,67	11,62	10,24	12,05
Na_2O	1,89	1,91	1,64	1,15	1,24	1,08	1,42	0,90	0,41	1,12
K_2O	1,04	1,02	0,64	0,49	0,44	0,27	0,49	0,22	0,13	0,35
Cl	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Spolu	97,55	97,49	97,65	97,48	97,92	98,42	97,08	98,05	98,21	98,44
Si	6,04	6,05	6,51	6,88	6,97	7,11	6,73	7,33	7,60	7,11
Ti	0,13	0,12	0,11	0,09	0,10	0,09	0,14	0,05	0,04	0,09
Al^{IV}	1,96	1,95	1,49	1,12	1,03	0,89	1,27	0,67	0,40	0,89
Al^{VI}	1,06	1,08	0,82	0,60	0,57	0,40	0,60	0,33	0,24	0,38
Cr	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,04	0,07	0,01	0,01	0,01
Fe^{3+}	0,11	0,08	0,11	0,13	0,13	0,18	0,05	0,35	0,00	0,23
Fe^{2+}	1,57	1,58	1,43	1,28	1,26	1,32	1,64	1,02	1,22	1,20
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Mg	2,11	2,12	2,52	2,87	2,93	2,96	2,50	3,22	3,50	3,07
Ca	1,89	1,89	1,88	1,89	1,85	1,88	1,89	1,80	1,98	1,86
Na	0,54	0,55	0,46	0,32	0,35	0,30	0,41	0,25	0,11	0,31
K	0,20	0,19	0,12	0,09	0,08	0,05	0,09	0,04	0,02	0,06
Spolu	15,63	15,63	15,46	15,31	15,27	15,23	15,39	15,08	15,11	15,23

Tab. 4
Chemické analýzy a stechiometrické vzorce plagioklasu na báze 5 katiónov (vzorka VV33Bb)
Chemical composition and stoichiometric formula of plagioclase based on 5 cations (sample VV33Bb)

Bod	Pl v Cpx_2-Pl sympl.			Pl medzi Grt a Cpx_2				Pl v Am-Pl sympl.		
SiO_2	63,33	63,51	63,76	63,34	60,54	61,61	59,11	59,70	59,47	57,73
Al_2O_3	23,17	23,34	23,29	23,04	24,45	24,64	26,38	26,08	26,23	26,52
FeO	0,22	0,14	0,26	0,23	0,34	0,31	0,30	0,35	0,28	0,39
CaO	4,52	4,82	4,69	4,70	6,38	5,73	7,74	7,36	7,65	8,56
Na_2O	9,11	8,80	9,14	9,18	8,01	8,47	7,29	7,50	7,24	6,83
K_2O	0,17	0,11	0,11	0,07	0,05	0,07	0,07	0,09	0,09	0,09
Spolu	100,51	100,72	101,25	100,56	99,76	100,83	100,89	101,07	100,96	100,12
Si	2,79	2,80	2,79	2,79	2,70	2,71	2,62	2,64	2,63	2,58
Al	1,20	1,21	1,20	1,20	1,28	1,28	1,38	1,36	1,37	1,40
Fe^{2+}	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Ca	0,21	0,23	0,22	0,22	0,30	0,27	0,37	0,35	0,36	0,41
Na	0,78	0,75	0,77	0,78	0,69	0,72	0,63	0,64	0,62	0,59
K	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Spolu	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
X_{Ab}	0,78	0,76	0,77	0,78	0,69	0,73	0,63	0,64	0,63	0,59
X_{An}	0,21	0,23	0,22	0,22	0,30	0,27	0,37	0,35	0,37	0,41
X_{Or}	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01

Tab. 5
Chemické analýzy a stechiometrické vzorce granátu na báze 12 kyslíkov, Fe^{3+} na základe nábojovej bilancie (vzorky $VV33Bo_j/_h$, KO-1)
Chemical composition and stoichiometric formula of garnet based on 12 oxygens. Fe^{3+} based on charge balance (sample $VV33Bo_j/_h$, KO-1)

Vzorka	$VV33Bo_j$	$VV33Bo_j$	$VV33Bo_h$	$VV33Bo_h$	KO-1	KO-1	KO-1	KO-1	KO-1	KO-1
Bod	Okraj	Stred	Okraj	Stred	Stred	Predokraj.	Okraj	Vonk. okraj	Agregát	Agregát
SiO_2	37,37	38,14	37,47	37,21	36,51	36,63	37,09	36,73	36,85	37,12
TiO_2	0,06	0,03	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Al_2O_3	20,69	20,87	21,71	21,51	21,67	21,50	21,90	21,63	21,69	21,35
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
FeO	34,58	32,50	31,92	31,84	34,39	34,94	36,47	34,97	36,56	37,68
MnO	3,03	2,80	6,26	6,10	4,65	3,75	1,93	1,75	1,67	2,17
MgO	2,48	2,95	3,94	3,88	3,39	3,65	3,91	3,65	3,55	2,79
CaO	1,77	2,69	1,31	1,36	0,85	0,84	0,78	1,58	1,05	1,29
Spolu	99,98	99,99	102,65	101,96	101,48	101,34	102,11	100,31	101,39	102,41
Si	3,02	3,05	2,94	2,94	2,92	2,92	2,93	2,95	2,94	2,95
Al^{IV}	0,00	0,00	0,06	0,06	0,08	0,08	0,07	0,05	0,06	0,05
Al^{VI}	1,97	1,97	1,95	1,95	1,96	1,95	1,97	1,99	1,97	1,95
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	2,33	2,19	2,05	2,06	2,26	2,29	2,39	2,34	2,41	2,45
Fe^{3+}	0,01	0,00	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,01	0,02	0,05
Mn	0,21	0,19	0,42	0,41	0,31	0,25	0,13	0,12	0,11	0,15
Mg	0,30	0,35	0,46	0,46	0,40	0,43	0,46	0,44	0,42	0,33
Ca	0,15	0,23	0,11	0,12	0,07	0,07	0,07	0,14	0,09	0,11
Spolu	7,99	7,97	8,04	8,04	8,05	8,05	8,04	8,03	8,04	8,04
Alm	77,74	73,82	66,42	66,65	72,89	74,01	77,61	76,56	78,73	80,10
Sps	7,00	6,43	14,15	13,89	10,79	8,66	4,41	4,04	3,84	4,96
Prp	10,08	11,93	15,69	15,54	13,83	14,86	15,72	14,80	14,36	11,21
Grs	4,88	7,82	1,65	1,69	0,66	0,30	1,02	4,23	1,93	1,37
Adr	0,30	0,00	2,09	2,23	1,82	2,17	1,24	0,37	1,14	2,36
X_{Fe}	0,89	0,86	0,82	0,82	0,85	0,84	0,84	0,84	0,85	0,88

Svetlá sľuda

Svetlá sľuda sa vyskytuje vo vzorkách $VV33Bo_h$ a KO-1 (tab. 6). V drobnozrnnej laminovanej ortorule ($VV33Bo_j$) takmer chýba. Podľa chemickej analýzy má zvýšený obsah TiO_2, pravdepodobne zdedený z pôvodného Bt. V tejto vzorke sa identifikovali veľmi ojedinelé relikty svetlej sľudy fengitického zloženia (obr. 7C), takisto so zvýšeným obsahom TiO_2. Zriedkavý výskyt Phg je aj dôsledkom retrográdnych dekompresných reakcií. Vo vzorke KO-1 je svetlou sľudou len muskovit so zvýšeným obsahom TiO_2, ktorý podobne ako vo vzorke $VV33Bo_h$ bol zdedený po Bt. Ako skorší prejav rozpadu kyanitu v dôsledku reakcie $Ky + An = Mrg + Qtz + H_2O$ (O´Brien, 1993) sa na jeho okraji objavuje margarit, člen skupiny krehkých sľúd (obr. 7D). Ky sa zachoval zrejme z pôvodne vyššietlakovej minerálnej paragenézy D1 (s Phg, Rt a Grt). Tenkoprizmatické kryštály Ky takto sčasti nahrádza svetlá sľuda – margarit, resp. mladší muskovit. Bt v matrixe má vyšší obsah Ti ako Bt vo fraktúrach porfyroblastov Grt. Ojedinele sa vyskytuje aj Chl, nahrádzajúci Bt a Grt.

Ostatné fázy

Bt sa v matrixe ortorúl vyskytuje na styku s Grt. Chemické zloženie Bt vo vzorkách $VV33Bo_j$ a $VV33Bo_h$ sa výrazne nemení (tab. 7). Vo vzorke KO-1 sa obsah Ti od stredu po okraj mierne znižuje. V novotvorenom Bt na styku s dynamicko-rekryštalizačným agregátom granátu (Grt_2) je obsah TiO_2 podobný ako v hrubozrnnejšom Bt na styku s okrajom porfyroblastu Grt. Pl má vo všetkých vzorkách zvýšený obsah Ab ($An_{13–23}$ mol. %; tab. 8).

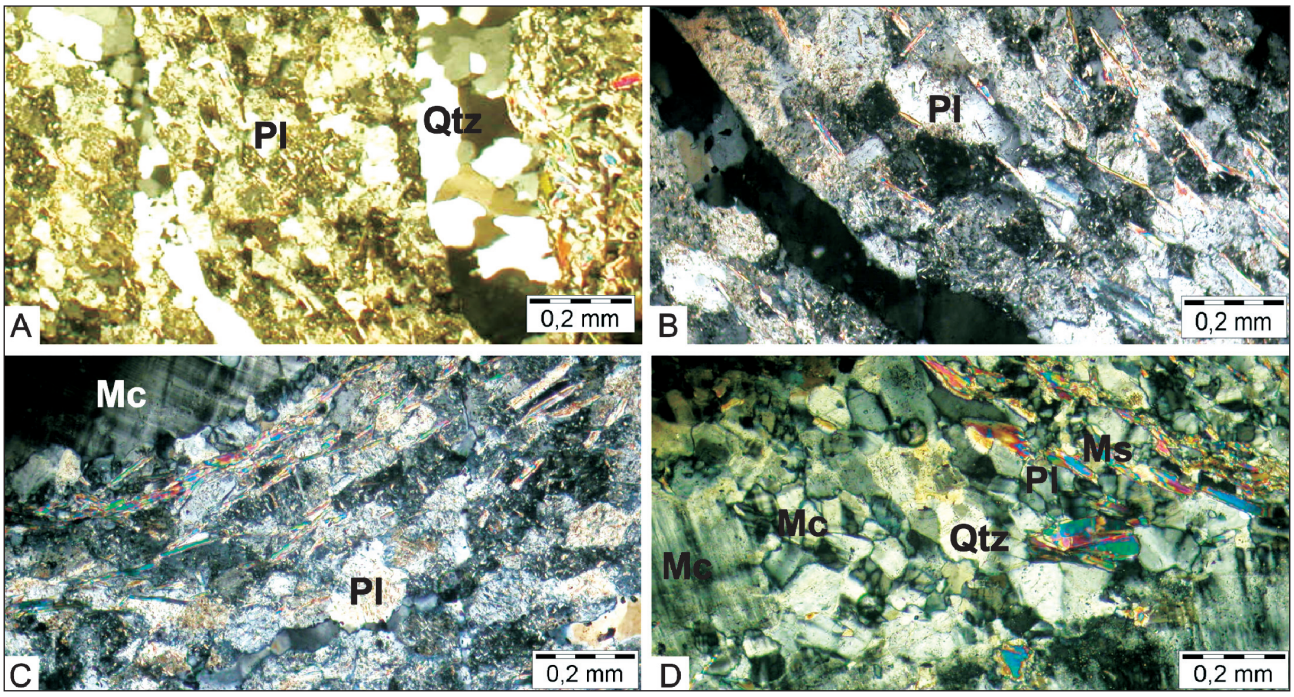
Mikro-Ramanova spektroskopia

Mikro-Ramanova spektroskopia sa použila na identifikáciu polymorf alumosilikátov vo vzorke $VV33Bo_h$, kde na základe mikroskopického štúdia, najmä podľa tenkoprizmatickej formy, sa predpokladal výskyt sillimanitu. Mikro-Ramanova spektroskopia ale potvrdila, že aj prizmatické kryštály predstavujú Ky či už v matrixe, alebo ako inklúzie v Ms (obr. 11A, B). Exhumácia prebehla v poli stability Ky, keďže sa nepotvrdila transformácia na sillimanit. Merania sa robili na 15 zrnách, z ktorých všetky majú spektrum typické pre Ky. Kvôli porovnaniu sa vykonali merania aj zo vzorky Grt-Ky ortoruly (KO-1). Aj tam sa Ky potvrdil (obr. 11C).

Geotermobarometria

Metabazit

Prográdne podmienky metamorfózy D1 sa dali zistiť z inklúzií biotitu a amfibolu v granáte. Teplota 545–585 °C



Obr. 9. Vyššieteplotné duktilné stavby v ortorule (KO-2) ako prejav strednoteplotnej etapy exhumácie D2. **A** – Dynamicko-rekryštalizačný agregát živcov (Pl + Kfs) s kremennými ribónmi. **B** – Detail dynamicko-rekryštalizačného agregátu živcov. **C** – Jadrovo-plášťové stavby mikroklínu s rekryštalizačným agregátom Pl a Kfs. **D** – Mikroklín s dynamicko-rekryštalizačným agregátom Pl a Kfs a novotvoreným muskovitom na ich hraniciach.

Fig. 9. Higher-temperature deformational textures in orthogneiss (KO-2) indicating middle grade phases of the D2 exhumation. **A** – Dynamic recrystallization aggregate of feldspars (Pl + Kfs) with quartz ribbons. **B** – Detail of dynamic recrystallization aggregate of feldspars. **C** – Core-mantled textures of microcline with recrystallizated aggregate of Pl and Kfs. **D** – Microcline with dynamic recrystallization aggregate of Pl and Kfs, with newly formed muscovite in their boundaries.

Tab. 6
Chemické analýzy a stechiometrické vzorce svetlej sľudy na báze 11 kyslíkov (vzorky VV33Bo$_{l/h}$, KO-1)
Chemical composition and stoichiometric formula of white mica based on 11 oxygens (sample VV33Bo$_{l/h}$, KO-1)

Vzorka	VV33Bo$_h$	VV33Bo$_h$	KO-1	KO-1	KO-1	KO-1	KO-1
Typ	Phg	Ms	Ms	Ms	Ms	Mrg	Mrg
SiO_2	50,32	47,08	47,55	45,40	46,36	30,08	29,72
TiO_2	3,28	1,38	0,95	0,96	1,07	0,00	0,00
Al_2O_3	28,28	35,03	35,78	34,52	34,61	54,12	53,35
Cr_2O_3	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
FeO	2,56	1,20	1,63	1,20	1,41	0,00	0,56
MnO	0,04	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,04
MgO	2,75	0,90	0,97	0,70	0,79	0,00	0,00
CaO	0,02	0,03	0,06	0,02	0,00	11,59	11,37
Na_2O	0,07	0,40	0,77	0,93	0,87	0,96	1,04
K_2O	9,41	10,12	9,30	9,72	9,52	0,03	0,03
Cl	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00
Spolu	96,75	96,13	97,03	93,49	94,78	96,78	96,11
Si	3,40	3,15	3,37	3,35	3,37	3,37	3,35
Ti	0,17	0,07	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05
Al^{IV}	0,60	0,85	0,63	0,65	0,63	2,99	3,00
Al^{VI}	1,65	1,90	2,36	2,36	2,34	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,08
Fe^{2+}	0,14	0,07	0,10	0,07	0,09	0,00	0,00
Mn^{2+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,28	0,09	0,10	0,08	0,09	0,10	0,07
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,05	0,11	0,13	0,12	0,11	0,13
K	0,81	0,86	0,84	0,92	0,88	0,84	0,92
Spolu	7,06	7,05	7,56	7,61	7,58	7,56	7,61

Tab. 7
Chemické analýzy a stechiometrické vzorce biotitu na báze 22 kyslíkov (vzorky VV33Bo$_j$/$_h$, KO-1)
Chemical composition and stoichiometric formula of biotite based on 22 oxygens (sample VV33Bo$_j$/$_h$, KO-1)

Vzorka	VV33Bo$_h$	VV33Bo$_h$	VV33Bo$_j$	KO-1	KO-1	KO-1
Typ	Matrix	Matrix	Matrix	Bt stred	Bt	Bt okraj
SiO_2	35,87	36,73	36,52	35,37	34,88	33,88
TiO_2	2,80	3,52	2,34	2,25	1,59	1,59
Al_2O_3	18,54	19,03	18,53	18,15	18,78	18,89
MgO	10,17	10,12	8,75	8,70	9,93	9,77
CaO	0,03	0,02	0,02	0,01	0,09	0,04
MnO	0,09	0,12	0,10	0,00	0,05	0,04
FeO	17,96	17,88	18,98	21,35	21,23	22,37
Na_2O	0,14	0,03	0,08	0,09	0,14	0,07
K_2O	9,75	9,90	9,54	9,21	7,34	7,42
Cl	0,06	0,00	0,01	0,20	0,32	0,30
Spolu	95,44	97,39	94,86	95,33	94,28	94,43
Si	5,43	5,43	5,56	5,93	5,85	5,72
Al^{IV}	2,57	2,57	2,44	2,07	2,15	2,28
Al^{VI}	0,73	0,74	0,89	1,51	1,56	1,48
Ti	0,32	0,39	0,27	0,28	0,20	0,20
Fe^{2+}	2,27	2,21	2,42	2,99	2,98	3,16
Mn	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Mg	2,29	2,23	1,99	2,17	2,48	2,46
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
Na	0,04	0,01	0,02	0,03	0,05	0,02
K	1,88	1,87	1,85	1,97	1,57	1,60
Spolu	15,56	15,46	15,45	16,97	16,86	16,95

sa vypočítala z inklúzie Bt v Grt pri zvolenom tlaku 2–10 kbar. Teplota 621–667 °C sa vypočítala podľa Grt-Am$_{(1)}$ geotermometra. Teplota 642–725 °C na predpokladané tlakové minimum štádia D1 sa zistila z inklúzií Cpx$_1$ a Mg zóny v Grt pomocou Grt-Cpx$_{(1)}$ geotermometra. Odhadnutý minimálny tlak 14–16,3 kbar (Holland, 1980) sa pri uvedenej teplote štádia D1 odvodil na základe obsahu Jd$_{(0,25–0,31)}$ zložky v Cpx$_1$.

Štádium D2 reprezentujú symplektity Cpx$_2$ a Pl a koronárne štruktúry medzi Grt a Qtz zložené z Cpx$_2$ a Pl. Získané P-T podmienky štádia D2 zodpovedajú tlaku 10,2–13,9 kbar pri teplote 706–748 °C. Vypočítaný tlak štádia D2 sa veľmi neodlišuje od P_{min} štádia D1. Podľa toho sa dá predpokladať, že skutočný tlak štádia D1 mohol byť aj omnoho vyšší.

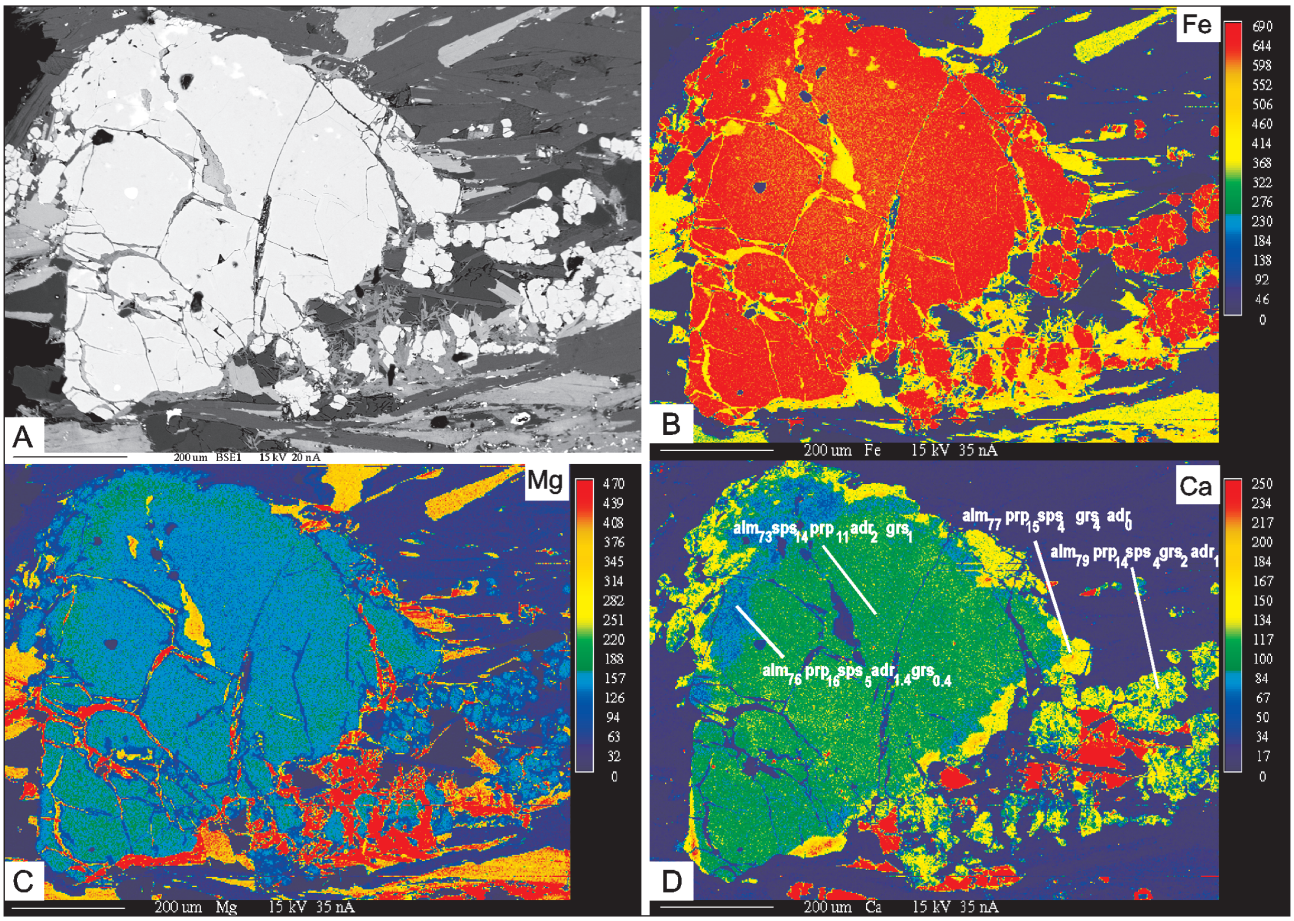
Štádium D3 reprezentuje minerálna asociácia Grt$_{okraj}$-Am$_2$-Pl-Qtz ako súčasť koronárnej štruktúry. Pl predstavuje vnútornú zónu, Am$_2$ vonkajšiu zónu a ich prerastanie do Am$_2$-Pl symplektitu strednú zónu koróny okolo Grt. Podľa Am$_{(2)}$-Pl geotermometra sa teplota pohybovala v intervale 610–665 °C pri tlaku 8,3–9,5 kbar (podľa Am$_{(2)}$-Pl-Qtz geobarometra).

Ortoruly

P-T podmienky vývoja neoproterozoických ortorúl, v ktorých sa šošovky metabazitu nachádzajú, sa zistili zo vzoriek VV33Bo$_j$, VV33Bo$_h$ a KO-1. P-T podmienky jemnozrnnej laminovanej ortoruly (VV33Bo$_j$) s minerálnou asociáciou Grt-Ky-Bt-Pl-Kfs-Qtz charakterizuje teplota 532–561 °C pri tlaku 4–5,8 kbar. Z čiastočne natavenej granitickej ortoruly (VV33Bo$_h$) s minerálnou asociáciou Grt-Bt-Ky-Pl-Kfs-Ms-Qtz sa zistila teplota 602–693 °C pri tlaku 5,6–8,8 kbar. Zo vzorky Grt-Ky ortoruly (KO-1) sa podmienky retrográdnej metamorfózy vzhľadom na nevýraznú zonálnosť Grt (obr. 10) vypočítali z vonkajšieho okraja porfyroblastu. Tam je zaregistrovaný mierny nárast grosulárovej zložky na kontakte s Bt a Pl. Zisťovali sa aj podmienky rekryštalizácie z agregátu Grt, Bt a Pl v koexistencii s Ky. Z minerálneho páru Grt$_{okraj}$ – Bt sa zistila teplota 645–740 °C pri tlaku 6,8–11,2 kbar. Predpokladané P-T podmienky z minerálnej paragenézy Grt$_{agregát}$-Bt-Pl-Ky-Qtz sú v rozsahu 542–572 °C a 4,7–6,5 kbar.

Tab. 8
Chemické analýzy a stechiometrické vzorce plagioklasu na báze 5 katiónov (vzorky VV33Bo$_j$/$_h$, KO-1)
Chemical composition and stoichiometric formula of plagioclase based on 5 cations (sample VV33Bo$_j$/$_h$, KO-1)

Vzorka	VV33Bo$_j$	VV33Bo$_h$	KO-1	KO-1	KO-1	KO-1	KO-1
SiO_2	65,50	63,15	64,70	64,95	66,25	62,80	64,99
Al_2O_3	23,46	23,17	23,01	22,02	21,76	21,85	22,23
FeO	0,27	0,11	0,33	0,33	0,28	2,84	0,05
CaO	3,78	4,67	3,38	3,36	2,73	3,08	3,40
Na_2O	9,75	8,74	9,95	9,80	10,29	9,25	9,79
K_2O	0,13	0,15	0,08	0,07	0,06	0,11	0,04
Spolu	102,89	99,97	101,45	100,52	101,37	99,93	100,50
X_{Ab}	0,82	0,77	0,84	0,84	0,87	0,84	0,84
X_{An}	0,18	0,23	0,16	0,16	0,13	0,15	0,16
X_{Or}	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Si	2,81	2,80	2,81	2,85	2,88	2,79	2,85
Al	1,19	1,21	1,18	1,14	1,11	1,14	1,15
Fe^{2+}	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,11	0,00
Ca	0,17	0,22	0,16	0,16	0,13	0,15	0,16
Na	0,81	0,75	0,84	0,83	0,87	0,80	0,83
K	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Spolu	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	4,98	5,00



Obr. 10. Plošná distribúcia prvkov Mg, Fe a Ca v porfyroblaste granátu v ortorule. Vzorka KO-1.

Fig. 10. X-ray maps of Fe, Mg and Ca distribution in Grt in orthogneiss. Sample KO-1.

P-T-d trend vývoja metabazitu a ortorúl

Metabazit

Na základe minerálnych asociácií, mikrostavby, chemickej zonálnosti Grt a geotermobarometrie (tab. 9) bolo možné zostaviť P-T-d dráhu zahŕňajúcu tri deformačno-rekryštalizačné štádiá (obr. 12) vývoja metabazitu. Štádium D1 predstavuje prográdne tlakové podmienky rekryštalizácie, teda ponárania. Štádiá D2 a D3 odrážajú postkulminačnú exhumačnú evolúciu eklogitizovaného metabazitu.

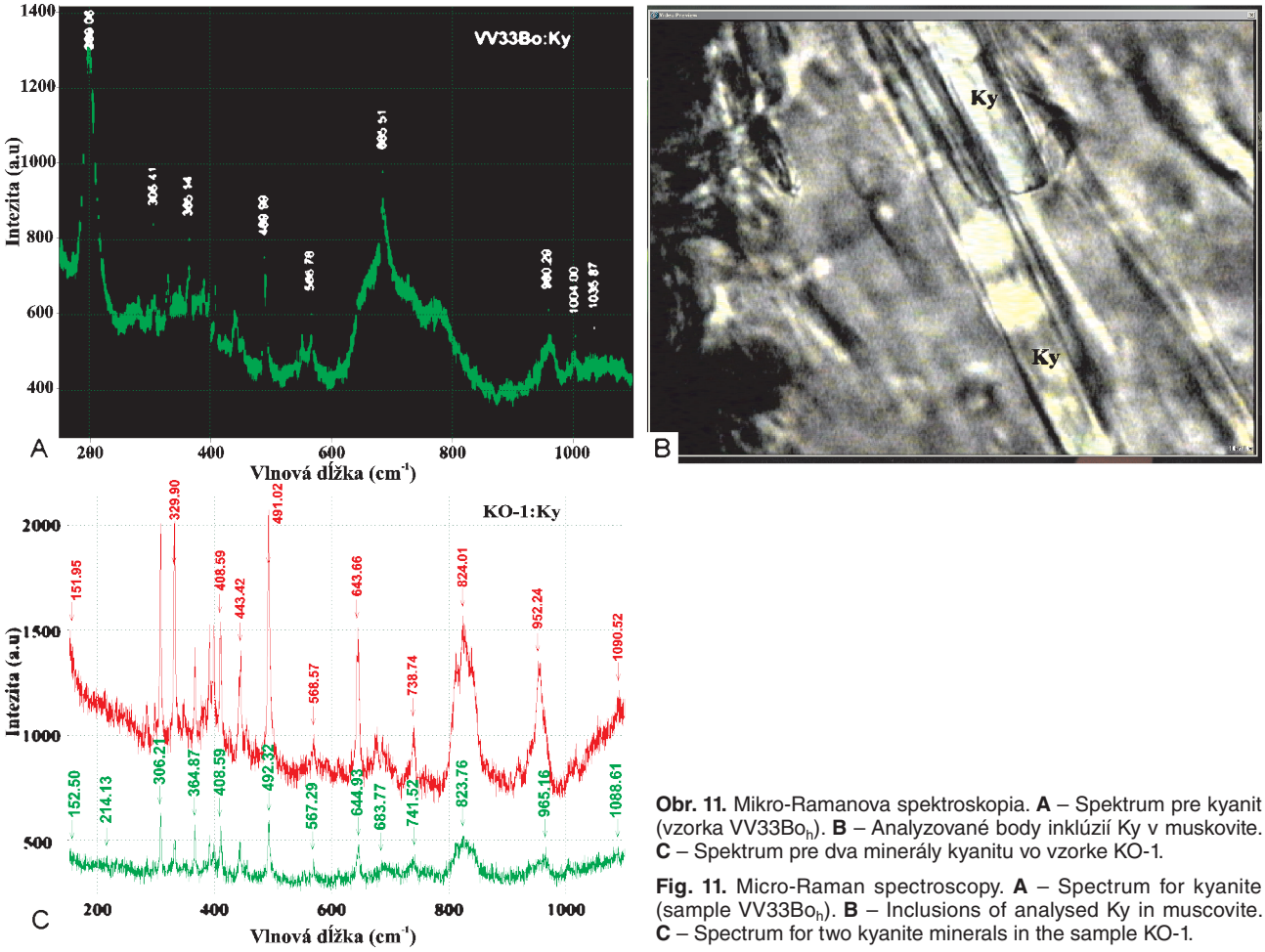
Štádium D1 reprezentuje minerálna asociácia Grt_1-Omp(Cpx_1)-Rt s inklúziami Bt_1 a Am_1 v Grt_1. Inklúzie Bt_1 a Am_1 predstavujú minerálnu asociáciu prográdnych podmienok vývoja metabazitu. Z minerálneho páru Grt-$Bt_{(1)}$ sa zistila teplota 545–585 °C pri zvolenom tlaku 2–10 kbar. Z inklúzií $Am_{(1)}$ v Grt to bola teplota 621–667 °C. Inklúzie sa v Grt zachytili počas jeho rastu v predeklogitovej, amfibolitovej fácii. Vzhľadom na zonálnosť granátu sa predokrajová zóna najbohatšia na Mg považuje za doménu reprezentujúcu maximálne tlakové podmienky štádia D1 pri danej teplote. Predpokladaný minimálny tlak 14–16,3 kbar sa stanovil na základe obsahu $Jd_{(0,25–0,31)}$ zložky v Cpx_1 pre vypočítanú teplotu štádia D1. Teplota 642–725 °C štádia D1 sa vypočítala z minerálneho páru $Grt_{Mg\ zóna}$ – Cpx_1.

Štádium D2 dokumentujú symplektity Cpx_2 a Pl po Omp, ako aj lokálne koróny na styku Grt a Qtz. P-T podmienky sa stanovili kombináciou $Grt_{(okraj)}$-$Cpx_{(2)}$ geotermometrov a $Grt_{(okraj)}$-$Cpx_{(2)}$-Pl-Qtz geobarometrov v rozsahu 706–748 °C pri tlaku 10,2–13,9 kbar.

Štádium D3 predstavuje vnútorná plagioklasová koróna okraja Grt, ktorá pokračuje symplektitom Pl a Am_2 a vonkajšou korónou Am_2. P-T podmienky štádia D3 zistené pomocou $Am_{(2)}$-Pl geotermometra v kombinácii s Grt_{okraj}-Am_2-Pl-Qtz geobarometrom sú 610–665 °C a 8,3–9,5 kbar. Teplota 619 °C z Grt_{okraj}-$Am_{(2)}$ geotermometra je v zhode s výsledkami z $Am_{(2)}$-Pl geotermometrie. Odhadované tlakové podmienky štádia D2 hraničia so spodným limitom tlaku štádia D1. To môže naznačovať, že tlak štádia D1 mohol byť aj značne vyšší.

Ortoruly

P-T podmienky pre vzorku $VV33Bo_j$ sa vypočítali z okraja Grt na styku s Bt a Pl v matrixe (obr. 10A), podobne ako pre vzorku $VV33Bo_h$ (obr. 7B) reprezentujúcu anatektickú



Obr. 11. Mikro-Ramanova spektroskopia. **A** – Spektrum pre kyanit (vzorka VV33Bo$_h$). **B** – Analyzované body inklúzií Ky v muskovite. **C** – Spektrum pre dva minerály kyanitu vo vzorke KO-1.

Fig. 11. Micro-Raman spectroscopy. **A** – Spectrum for kyanite (sample VV33Bo$_h$). **B** – Inclusions of analysed Ky in muscovite. **C** – Spectrum for two kyanite minerals in the sample KO-1.

doménu. Odhadované P-T podmienky jemnozrnnej laminovanej ortoruly (VV33Bo$_j$) zodpovedajú teplote 532–561 °C pri tlaku 4–5,8 kbar (obr. 12a, tab. 9). V čiastočne natavenej granitickej ortorule (VV33Bo$_h$) sa zistila teplota 602–693 °C a tlak 5,6–8,8 kbar. Oproti predchádzajúcim hodnotám sú to zvýšené hodnoty a čiastočne zasahujú aj do poľa tavenia ortoruly. Zo vzorky Grt-Ky ortoruly (KO-1) sa vypočítali podmienky retrográdnej metamorfózy. Vzhľadom na čiastočnú zonálnosť granátu (obr. 10) sa počítali z vonkajšieho okraja porfyroblastu, kde je zachytený slabý nárast grosulárovej zložky na kontakte s Bt a Pl.

Zisťovali sa aj podmienky rekryštalizácie z asociácie Grt, Bt, Pl a Ky. Teplotné podmienky metamorfózy počítané z minerálneho páru Grt$_{okraj}$ – Bt sú v rozsahu 645–740 °C pri tlaku 6,8–11,2 kbar. Odhadované P-T podmienky z minerálnej paragenézy Grt$_{agregát}$-Bt-Pl--Ky-Qtz sú v teplotnom rozsahu 542–572 °C pri tlaku 4,7–6,5 kbar. Skorší čiastočný rozpad Ky na Mrg počas retrográdnych podmienok indikuje tlak nižší ako 8–10 kbar v teplotnom rozsahu 500–700 °C (obr. 12, obr. 7D) (O´Brien, 1993). Exhumácia ortorúl prebiehala v poli stability Ky, pretože sa nepotvrdila transformácia Ky na Sil. Vzhľadom na možný výber minerálnych paragenéz pri geotermobarometrii ortorúl zachytávame skôr exhumačný trend D2, než ponárania D1. Exhumačný trend D2 ortorúl koreluje s exhumačným trendom D2 až D3 metabazitov. Naznačuje sčasti spoločný vývoj týchto dvoch fragmentov v čase exhumácie, presnejšie, od tektonického zachytenia metabazitu v ortorule.

Diskusia

Tlakové podmienky štádia D1 14–16 kbar predpokladáme na základe obsahu Jd zložky v Cpx$_1$. Považujú sa za minimálny dosiahnutý tlak pri danej vypočítanej teplote tohto štádia. Je ale veľmi pravdepodobné, že tlak v kulminačných podmienkach ponárania bol podstatne vyšší, a to aj vzhľadom na výsledky z výpočtov pre štádium D2. Metabazit študoval aj kolektív autorov Janák et al. (2007). Identifikovali Phg v metamorfnom matrixe a predpokladajú jeho rovnovážny vzťah s vysokotlakovou minerálnou asociáciou Grt$_1$-Cpx$_1$. Janák et al. (2007) určili maximálne podmienky metamorfózy na základe Grt-Cpx geotermometra a Grt-Cpx-Phg geobarometra na 684–725 °C pri tlaku 22,8 kbar. Nám sa nepodarilo zistiť Phg, hoci sme študovali len inú časť tej istej šošovky metabazitu v ortorule. Spomenutý geobarometer sme preto použili len pri alternatívnom výpočte podmienok za prítomnosti fengitu. Použili sme aj geotermometer podľa

Tab. 9
Výsledky geotermobarometrie
Summary of geothermobarometry

Ortoruly Vzorka	VV33Bo$_j$	VV33Bo$_h$	KO-1	
Geotermobarometria	Grt$_{okraj}$-Bt-Ky-Pl	Grt$_{okraj}$-Bt-Ky-Pl	Grt$_{okraj}$-Bt-Ky-Pl	Grt$_{agregátj}$-Bt-Ky-Pl
T_{max} (°C)	561 (P & L)*	693 (H & S)	740 (H & S)	572 (P & L)
P_{max} (kbar)	5,8 (K & N)	8,8 (K & N)	11 (K & N)	6,5 (K & N)
T_{min} (°C)	532 (F & S)	602 (G & S)	645 (I & M)	542 (G & S)
P_{min} (kbar)	4 (G & S)	5,6 (G & S)	6,8 (G & S)	4,7 (H & S)
Metabazit				
Deformačno-rekryštalizačné štádium	Prográdne štádium D1		Retrográdne štádium D2	D3
	Grt-Bt	Grt-Am 621 (G & P)		Grt-Am
T (°C)	545–585 (K & R)	667 (G & P)		619 (G & P)
	Grt-Cpx		Grt-Cpx-Pl-Qtz	Grt-Am-Pl-Qtz
T_{max} (°C)	725 (E & G)		748 (E & G)	665 (H & B)
P_{max} (kbar)	16,3 (Holland, 1980)		13,9 (Eckert et al., 1991)	9,5 (K & S)
T_{min} (°C)	642 (Krogh, 1988)		706 (Krogh, 1988)	610 (H & B)
P_{min} (kbar)	14 (Holland)		10,2 (N & P)	8,3 (K & S)

*Skratky: P & L – Perchuk a Lavrentieva (1983), K & N – Koziol a Newton (1988), F & S – Ferry a Spear (1978), G & S – Ganguly a Saxena (1984), H & S – Hodges a Spear (1982), I & M – Indares a Martignole (1985), K & R – Kleeman a Reinhardt (1994), G & P – Ggraham a Powell (1984), E & G – Ellis a Green (1979), N & P – Newton a Perkins (1982), H & B – Holland a Blundy (1994), K & S – Kohn a Spear (1990).

For abbreviations see Slovak explanation.

Ravnyho (2000) a geobarometer podľa Ravnyho a Terryho (2004), pričom chemické analýzy fengitu sme prebrali z práce Janáka et al. (2007). P-T podmienky stanovené kombináciou Grt-Cpx geotermometra a Grt-Cpx-Phg geobarometra na 621 °C a 21,6 kbar sú len málo odlišné od výsledkov spomínaného kolektívu autorov. Tieto výsledky podporujú aj alternatívne výpočty z Grt-Cpx geotermometrie zvolených kalibrácií (Ellis a Green, 1979; Powell, 1985; Krogh, 1988) pri tlaku 20–25 kbar, kde teplota 660–745 °C zodpovedá rozsahu daného tlaku.

Inklúzie Bt_1 a Am_1, ktoré sme identifikovali v granáte, reprezentujú prográdne štádium metamorfózy (napr. Page et al., 2003). Na základe mikroštruktúr je preukázateľné, že metabazit sa v procese metamorfózy dostal do poľa eklogitovej fácie. Štruktúry nahrádzania omfacitu klinopyroxénovo-plagioklasovým symplektitom sa pozorovali v mnohých vysokotlakových granulitoch, ako aj retrogradovaných eklogitoch. Dokumentujú fázovú transformáciu počas prechodu z eklogitovej fácie do vysokotlakovej amfibolitovej alebo granulitovej fácie (Henrich, 1982; Rubie, 1990; Smelov a Beryozkin, 1993; Möller, 1998; Zhao et al., 2001). Vypočítaná teplota štádia D2 (706–748 °C) aj vzhľadom na vypočítaný tlak 12–10 kbar indikuje exhumáciu metabazitu z eklogitovej fácie na rozhraní medzi vysokotlakovou amfibolitovou a granulitovou fáciou.

Vznik Cpx_2 môžeme doložiť dvomi hlavnými reakciami:

1. $Cpx_1 + Qtz = Cpx_2 + Pl$;
2. $Grt + Qtz = Cpx_2 + Pl$.

Reakcia 1 predstavuje rozpad primárneho omfacitu na symplektit klinopyroxénu (2) a plagioklas počas prechodu z eklogitovej fácie do vysokotlakových podmienok amfibolitovej/granulitovej fácie (Zhao et al., 2001). Reakcia 2 predstavuje dekompresnú reakciu, na základe ktorej boli stanovené aj kalibrácie pre geotermobarometriu (Newton a Perkins, 1982; Eckert et al., 1991). Táto reakcia sa zúčastňuje na vzniku plagioklasovo-klinopyroxénových korón počas dekompresie v okolí granátu.

Prechod do strednej časti granulitovej fácie sa nezistil, keďže v matrixe ortopyroxén chýba. Rutil je na okrajoch nahradený ilmenitom a titanitom ako prejav dekompresie a chladnutia do amfibolitovej fácie. Metabazit dosiaľ nebol datovaný, ale na základe hybridizácie jeho okraja môžeme predpokladať, že dekompresné tavenie ortoruly sa uskutočnilo v čase zachytenia metabazitu alebo až po ňom. Tým sa časť vývoja eklogitizovaného metabazitu datuje do predalpínskeho obdobia.

Podmienky metamorfózy okolitej Grt-Ky-Phg ortoruly zodpovedajú teplote 532–693 °C pri tlaku 4–8,8 kbar. V Grt-Ky ortorule sme vypočítali podmienky metamorfózy z vonkajšieho okraja granátu na 645–740 °C pri tlaku 6,8–11,2 kbar. P-T podmienky vypočítané z dynamicko-rekryštalizačného agregátu sú v rozpätí 542–572 °C a 4,7–6,5 kbar. Vzhľadom na možný výber minerálnych paragenéz použitých v geotermobarometrických výpočtoch v ortorulách zachytávame exhumačný trend v poli stability Ky, keďže transformácia kyanitu na sillimanit sa nepotvrdila (obr. 11, obr. 12). Exhumačný trend ortorúl sa čiastočne prekrýva s exhumačným trendom metabazitov štádia D2 a D3. To zrejme súvisí s tektonickým zachytením exhumovaného eklogitického metabazitu počas exhumácie neoproterozoickej ortoruly, a teda ich spoločným vývojom v tejto časti exhumácie.

Obr. 12. Diagram znázorňuje P-T-d trend šošovky eklogitického metabazitu (vzorka VV33Bb) v Grt-Ky ortorule (vzorka VV33Bo$_h$). Na porovnanie sú vyznačené aj zistené P-T podmienky z jemnozrnnej časti ortoruly (vzorka VV33Bo$_j$) a susedného telesa ortoruly (vzorka KO-1). Kosoštvorce znázorňujú výsledky geotermobarometrie z uvedených minerálnych paragenéz (kombináciou Grt-Cpx, Grt-Hbl alebo Grt-Bt geotermometra s Grt-Cpx-Pl--Qtz, Grt-Am-Pl-Qtz alebo Grt-Bt-Pl--Ky-Qtz geobarometrom). Tmavosivé polia patria k metabazitu a svetlosivé k ortorulám, s vyznačením D-štádií. Nevyplnený kosoštvorec naznačuje predpokladané P-T podmienky štádia D1 ortoruly. Svetlosivý kosoštvorec označuje pole alternatívneho výpočtu pri 20–25 kbar a v ňom naznačené pole reprezentujúce výpočet kulminačných podmienok z práce Janáka et al. (2007). Čierny bod označuje alternatívny výpočet priesečníka Grt-Cpx geotermometra s Grt-Cpx-Phg geobarometrom. **A** – pole amfibolitovej fácie, **G** – granulitovej a **E** – eklogitovej fácie (Spear, 1993). Polia stability margaritu (O´Brien, 1993).

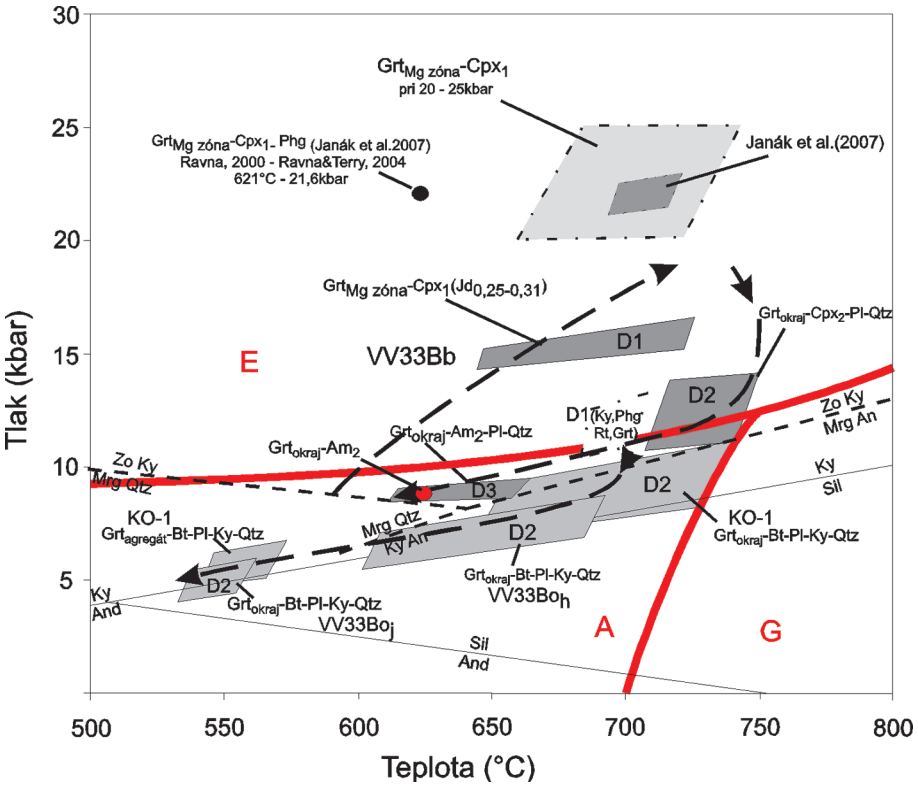


Fig. 12. Diagram showing P-T-d trend of eclogitic lens of metabasite (sample VV33Bb) in Grt-Ky orthogneiss (sample VV33Bo$_h$). For a comparison, estimated P-T conditions of fine laminated part of the orthogneiss (sample VV33Bo$_j$) and a surrounding orthogneiss (sample KO-1) are shown too. Squares are showing geothermobarometric results from mineral paragenesis (combination of Grt-Cpx, Grt-Hbl, or Grt-Bt geothermometer with Grt-Cpx-Pl-Qtz, Grt-Am-Pl-Qtz, or Grt-Bt-Pl-Ky-Qtz geobarometer). Dark grey fields represent metabasite and light grey orthogneisess with D stages. Not filled square represents estimated P-T conditions of the D1 phase of recrystallization of the orthogneisses. Light grey square represents the field of the alternative calculation of temperature at 20–25 kbar, within calculated field representing peak conditions after Janák et al. (2007). Black point represents alternative intersection of the Grt-Cpx geothermometer in combination with Grt-Cpx-Phg geobarometer. **A** – amphibolite facies stability field, **G** – granulite facies stability field, **E** – eclogite facies stability field (Spear, 1993). The stability field of margarite (O´Brien, 1993).

Mierny nárast obsahu Ca na okraji porfyroblastu granátu v Grt-Ky ortorule (obr. 10) môže naznačovať zmenu tlaku, ktorá nastala pri exhumácii. Zvýšenie obsahu grosulárovej zložky na okraji zrna môže súvisieť s prísunom fluidnej fázy s obsahom Ca (Feenstra et al., 2007). V publikovaných chemických analýzach Grt, napr. aj zo zón alpínskej metamorfózy veporika (Korikovsky et al., 1997), je grosulárová zložka v rozsahu od 20 do 25 mol. %. To ale nezodpovedá obsahu v našej vzorke, kde sa grosulárová zložka iba mierne zmenila (1,54–5,42 mol. %). Podobne aj obsah grosulárovej zložky v Grt metamorfovaných granitoidov plutónu veporika a hrončockého telesa dosahuje hodnoty X_{Grs} od 12 do 30 mol. % a sú v asociácii so svetlou sľudou fengitického zloženia ako prejav alpínskej rekryštalizácie (Korikovsky et al., 1997; Putiš et al., 1997a). Pri porovnaní s chemickými analýzami z fragmentu Grt-Ky ortoruly, kde nepozorujeme obohatenie okraja porfyroblastu o grosulárovu zložku v takom rozsahu (obr. 10) a ani prítomnosť svetlej sľudy fengitického zloženia v matrixe, predpokladáme, že vývoj Grt-Ky ortoruly a vypočítané P-T podmienky sa vzťahujú na predalpínsku tektonometamorfózu. Vo vzorke KO-2 dokumentujeme predalpínsky vývoj na mikrostavbe, ktorú reprezentuje dynamicko-rekryštalizačný agregát živcov s tzv. jadrovo-plášťovými stavbami vzniknutými pri teplote vyššej ako 500 °C. Alpínske mikroštruktúry charakterizuje napr. dynamická rekryštalizácia kremeňa, katakláza a undulozita živcov s deltovite a sigmoidálne rotovanými porfyroklastami živcov v kremenno-sľudnatom duktilnom matrixe. Tieto mikro-štruktúry naznačujú, že teplota alpínskej tektonometamorfózy v zásade nepresiahla 500 °C (Putiš et al., 1997b).

Záver

Petrologickým štúdiom a geotermobarometriou sme potvrdili výskyt reliktov vyššietlakových hornín v zóne severného veporika. Odlíšili sa tri základné deformačné štádiá metamorfózy šošovky metabazitu v neoproterozoickej ortorule a P-T podmienky ich predalpínskeho vývoja sme rekonštruovali použitím vybraných geotermobarometrov:

Deformačné štádium D1 reprezentuje minerálna asociácia Grt-Cpx$_1$(Om)-Rt. K prográdnej vetve patria aj inklúzie Bt$_1$-Am$_1$-Qtz v granáte, kde sa odhaduje rozsah teplôt od 545 do 667 °C. Maximálna odhadovaná teplota štádia D1 podľa Grt-Cpx geotermometra je v rozsahu 645–725 °C. Minimálny tlak 14–16 kbar predpokladáme na základe obsahu Jd$_{(0,25–0,31)}$ zložky v Cpx$_1$ pre vypočítanú teplotu (645–725 °C).

Deformačné štádium D2 predstavujú dekompresné štruktúry. Symplektity Cpx_2 a Pl sú výsledkom rozpadu pôvodného Cpx omfacitu. Koronárne štruktúry medzi granátom a kremeňom obsahujú tiež Cpx_2-Pl symplektity. Vypočítaná teplota je v rozsahu 706–748 °C pri odhadnutom tlaku 10,2–13,9 kbar.

Deformačné štádium D3 reprezentujú koronárne štruktúry Pl a Am_2 na okraji Grt, ktoré navzájom prerastajú aj do symplektitu. Predpokladané teplotné a tlakové podmienky chladnutia fragmentu v amfibolitovej fácii sú 610–665 °C a 8,3–9,5 kbar.

Nepreukázanie fengitu v našej štúdii síce nepotvrdzuje výsledky z práce Janáka et al. (2007), ale vzhľadom na to, že tlakové podmienky štádia D2 (10,2–13,9 kbar), ktoré sme zistili, sú blízke minimálnemu tlaku štádia D1 (14–16 kbar), môžeme potvrdiť, že tlak kulminačných podmienok bol podstatne vyšší. Potvrdzuje to aj alternatívny výpočet s použitím chemickej analýzy Phg z práce Janáka et al. (2007) a zistená teplota 621 °C pri tlaku 21,6 kbar. To už sú hodnoty porovnateľné s ich výsledkami (684–725 °C pri 22,8 kbar).

Podmienky metamorfózy okolitej Grt-Ky-Phg ortoruly zodpovedajú teplote 532–693 °C pri tlaku 4–8,8 kbar. V Grt-Ky ortorule sa vypočítali podmienky metamorfózy z vonkajšieho okraja granátu na 645–740 °C pri tlaku 6,8–11,2 kbar. P-T podmienky odhadnuté z dynamicko-rekryštalizačného agregátu sú v rozpätí 542–572 °C pri tlaku 4,7–6,5 kbar. Vzhľadom na výber minerálnych paragenéz v geotermobarometrii sme zachytili skôr exhumačný trend štádia D2 vývoja ortorúl než podmienky štádia D1 ponorenia. Vyššietlakovú minerálnu asociáciu dokumentujeme identifikáciou reliktov Phg v čiastočne natavenej ortorule v asociácii s Rt a Ky. Výskyt margaritu na okraji kyanitu predstavuje dekompresný rozpad Ky v strednoteplotných podmienkach exhumácie.

Tektonické zachytenie šošovky eklogitického metabazitu okolitou neoproterozoickou ortorulou nastalo v čase čiastočného tavenia ortoruly alebo tesne po ňom, pretože vypočítaná teplota 655–740 °C v ortorule sa prekrýva s teplotou metabazitu 706–748 °C počas štádia D2. S tým súvisí aj hybridizácia okraja šošovky metabazitu čiastočne natavenou ortorulou.

Podmienky vývoja šošovky metabazitu v ortorule zaraďujeme do predalpínskeho obdobia vývoja severoveporického fundamentu v zmysle uvedených výpočtov, ako aj zistených vyššieteplotných deformačných stavieb v študovaných horninách. To sa, napokon, potvrdilo aj ich rádiometrickým datovaním (SHRIMP). Na porovnanie, nízkoteplotné alpínske stavby týchto hornín, ale najmä okolitých fylonitov, vykazujú len reologickú aktivitu kremeňa, a nie živcov, pri teplote do 500 °C. Potvrdilo sa to aj datovaním metódou Ar-Ar.

Poďakovanie. Práca bola financovaná z grantov APVT-20-016104, APVV-0279-07 a VEGA 1/4038/07. Ďakujeme recenzentovi doc. RNDr. Marianovi Dydovi, CSc., za pripomienky a návrhy na zlepšenie pôvodného rukopisu.

Literatúra

Bajaník, Š. & Kantor, J., 1984: Heľpiansky metabazitový komplex a stratigrafická príslušnosť hornín medzi Heľpou a Filipovom. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Biely, A., Beňuška, P., Bezák, V., Bujnovský, A., Halouzka, R., Ivanička, J., Kohút, M., Klinec, A., Lukáčik, E., Maglay, J., Miko, O., Pulec, M., Putiš, M. & Vozár, J., 1992: Geologická mapa Nízkych Tatier. *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.*

Cambel, B. & Spišiak, J., 1979: Geochemistry of rare earths in metabasites of the West Carpathians. *In: Geol. Carpath. (Bratislava), Vol. 30, No. 4, pp. 413 – 431.*

Cambel, B. & Kamenický, L., 1982: Geochémia amfibolitov Západných Karpát. *Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 519 s.*

Carswell, D. A., O´Brien, P. J., Wilson, R. N. & Zhai, M., 2004: Thermobarometry of phengite-bearing eclogites in the Dabie Mountains of central China. *In: J. metamorphic Geol., Vol. 15, No. 2, pp. 239 – 252.*

Dallmeyer, R. D., Neubauer, F. & Putiš, M., 1993: $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineralogy controls for the Pre-Alpine and Alpine tectonic evolution of nappe complexes in the Western Carpathians. *In: PAEWCR Conference, Excursion guide, Stará Lesná, pp. 11 – 20.*

Dallmeyer, R. D., Neubauer, F., Handler, R., Fritz, H., Müller, W., Pana, D. & Putiš, M., 1996: Tectonothermal evolution of the internal Alps and Carpathians: Evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral and whole-rock data. *In: Eclogae geol. Helv., 89, pp. 203 – 227.*

Ellis, D. J. & Green, D. H., 1979: An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *In: Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 71, pp. 13 – 22.*

Eckert, J. O., Newton, R. C. & Kleppa, O. J., 1991: The ΔH of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry. *In: Amer. Mineralogist (Washington), 76, pp. 148 – 160.*

Engvik, A. K., Tveten, E., Bingen, B., Viola, G., Erambert, M., Feito, P. & De Azavedo, S., 2007: P-T-t evolution and textural evidence for decompression of Pan-African high-pressure granulites, Lurio Belt, north-eastern Mozambique. *In: J. metamorphic Geol., 25, pp. 935 – 952.*

Feenstra, A., Petrakakis, K. & Rhede, D., 2007: Variscan relicts in Alpine high-P pelitic rocks from Samos (Greece): Evidence from multi-stage garnet and its included minerals. *In: J. metamorphic Geol., 25, pp. 1 011 – 1 033.*

Ferry, J. M. & Spear, F. S., 1978: Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *In: Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 66, pp. 113 – 117.*

Filová, I. & Putiš, M., 2004: Litologicko-petrografické štúdium metamafitov severného veporika. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 36, s. 195 – 204.*

Ganguly, J. & Saxena, S. K., 1984: Mixing properties of aluminosilicate garnets constraints from natural and experimental data and applications to geothermo-barometry. *In: Amer. Mineralogist (Washington), 69, pp. 88 – 97.*

Graham, C. M. & Powell, R., 1984: A garnet-hornblende geothermometer: Calibration, testing and application to the Pelona Schists, Southern California. *In: J. metamorphic Geol., 2, pp. 13 – 31.*

Harley, S. L., 1989: The origins of granulites: A metamorphic perspective. *In: Geol. Mag. (Cambridge), 126, pp. 215 – 247.*

Harley, S. L., 1992: Proterozoic granulite terranes. *In: K. C. Condie (ed.): Proterozoic Crustal Evolution. Amsterdam, Elsevier, pp. 301 – 360.*

Heinrich, C. A., 1982: Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula nappe, central Alps. *In: Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 81, pp. 30 – 38.*

Hodges, K. V. & Spear, F. S., 1982: Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 tripple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *In: Amer. Mineralogist (Washington), 67, pp. 1 118 – 1 134.*

Hodges, K. V. & Crowley, 1985: Error estimation for empirical geothermometry for pelitic system. *In: Amer. Mineralogist (Washington), 70, pp. 702 – 709.*

Holland, T. J. B., 1980: The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600 – 1 200 °C. *In: Amer. Mineralogist (Washington), 65, pp. 129 – 134.*

Holland, T. J. B. & Blundy, J. D., 1994: Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *In: Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 116, pp. 433 – 447.*

Hovorka, D., 1971: Genéza niektorých typov amfibolických hornín veporid a Braniska. *In: Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 21, s. 67 – 121.*

Hovorka, D., 1975: The lithology and chemical composition of the metasediments of the Jarabá Group (West Carpathians). *In: Krystalinikum (Praha), 11, pp. 87 – 99.*

Hovorka, D. & Méres, Š., 1989: Relikty vysokostupňových metamorfitov v tatroveporickom kryštaliniku Západných Karpát. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 21, s. 193 – 201.*

Hovorka, D. & Méres, Š., 1990: Klinopyroxenicko-granatické metabazity Tribeča. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 22, s. 533 – 538.*

Hovorka, D., Méres, Š. & Caňo, F., 1992: Petrológia granaticko-klinopyroxenických metabazitov Malej Fatry. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 24, s. 45 – 52.*

Hovorka, D., Ivan, P. & Méres, Š., 1997: Leptyno-amphibolite complex of the Western Carpathians: Its definition, extent and genetical problems. *In: P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov. – Monograph, pp. 269 – 280.*

Hrouda, F., Putiš, M. & Madarás, J., 2002: The Alpine overprints of the magnetic fabrics in the basement and cover rocks of the Veporic Unit (Western Carpathians, Slovakia). *In: Tectonophysics (Amsterdam), No. 359, pp. 271 – 288.*

Indares, A. & Martignole, J., 1985: Biotite-garnet geothermometry in granulite facies: Influence of Ti and Al in biotite. *In: Amer. Mineralogist (Washington), 70, pp. 272 – 278.*

Ivanička, J. & Šovšíková, Ľ., 1984: Geologická stavba a litologicko-petrografická charakteristika hronského komplexu medzi Beňušom a Heľpou – J od Hrona. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Janák, M. & Lupták, B., 1997: Pressure-temperature conditions of high-grade metamorphism and migmatitization in the Malá Fatra Mts. *In: Geol. Carpath. (Bratislava), Vol. 48, No. 5, pp. 287 – 302.*

Janák, M., Méres, Š. & Ivan, P., 2007: Petrology and metamorphic P-T conditions of eclogites from the northern Veporic unit, Western Carpathians, Slovakia. *In: Geol. Carpath. (Bratislava), Vol. 58, No. 2, pp. 121 – 131.*

Janák, M., Méres, Š. & Ivan, P., 2003: First evidence for omphacite and eclogite facies metamorphism in the Veporic Unit of the Western Carpathians. *In: J. Czech Geol. Soc., Vol. 48, No. 1 – 2, p. 69.*

Janák, M., O´Brien, P. J., Hurai, V. & Reutel, C., 1996: Metamorphic evolution and fluid composition of garnet-clinopyroxene amphiboles from the Tatra Mountains, Western Carpathians. *In: Lithos (Oslo), 39, pp. 57 – 79.*

Janák, M., Finger, F., Plašienka, D., Petrík, I., Humer, B., Méres, Š. & Lupták, B., 2002: Variscan high P-T recrystallization of Ordovician granitoids in the Veporic unit (Nízke Tatry Mountains, Western Carpathians): New petrological and geochronological data. *In: Geolines, 14, pp. 38 – 39.*

Kleemann, U. & Reinhardt, J., 1994: Garnet-biotite thermometry revised: The effect of Al^{VI} and Ti in biotite. *In: European Journal of Mineralogy, 6, pp. 925 – 941.*

Klinec, A., 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *In: Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 6, s. 7 – 28.*

Kohn, M. Y. & Spear, F. S., 1990: Two new geobarometers for garnet amphibolites, with application to southeastern Vermont. *In: Amer. Mineralogist (Washington), 75, pp. 89 – 96.*

Korikovsky, S. P., Putiš, M. & Plašienka, D., 1997: Cretaceous low-grade metamorphism of the Veporic and North-Gemeric Zones: A result of collisional tectonics in the central Western Carpathians. *Bratislava, Miner. Slov. – Monograph., pp. 107 – 130.*

Koziol, A. M. & Newton, R. C., 1988: Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al_2SiO_5-quartz geobarometer. *In: Amer. Mineralogist (Washington), 73, pp. 216 – 223.*

Kováčik, M., Král, J. & Maluski, H., 1996: Metamorphic rocks in the southern Veporicum basement: Their Alpine metamorphism and thermochronologic evolution. *In: Miner. Slov. (Bratislava), Vol. 28, pp. 185 – 202.*

Král, J., Frank, W. & Bezák, V., 1996: ^{40}Ar-^{39}Ar spectra from amphibole of Veporic amphibolic rocks. *In: Miner. Slov. (Bratislava), Vol. 28, pp. 501 – 513.*

Krist, E., Korikovsky, S. P., Putiš, M., Janák, M. & Faryad, S. W., 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathians crystalline complexes. *Bratislava, Comenius University Press, pp. 1 – 324.*

Krogh, E. J., 1988: The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer: A reinterpretation of existing experimental data. *In: Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 99, pp. 44 – 48.*

Kumar, G. R. R. & Chacko, T., 1991: Geothermobarometry of mafic granulites and metapelite from the Palghat Gap, South India: Petrological evidence for isothermal uplift and rapid cooling. *In: J. metamorphic Geol., 16, pp. 309 – 343.*

Maheľ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát 1. Paleoalpínske jednotky. *Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, s. 1 – 503.*

Maluski, H., Rajlich, P. & Matte, P. H., 1993: $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of the Inner Carpathian Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. *In: Tectonophysics (Amsterdam), No. 223, pp. 313 – 337.*

Méres, Š., Janák, M., Ivan, P. & Konečný, P., 2008: Omfacit – diagnostický minerál eklogitovej metamorfózy v kryštaliniku Západných Karpát. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 40, s. 89 – 102.*

Möller, C., 1998: Decompressed eclogites in the Sveconorwegian (-Grenvillian) orogen of SW Sweden: Petrology and tectonic implications. *In: J. metamorphic Geol., 16, pp. 641 – 656.*

Newton, R. C. & Haselton, H. T., 1981: Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al_2SiO_5-quartz geobarometer. *In: R. C. Newton, A. Navrotsky and B. J. Wood (eds.): Thermodynamics of minerals and melts. New York, Springer-Verlag, pp. 131 – 147.*

Newton, R. C. & Perkins, D., 1982: Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblage garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. *In: Amer. Mineralogist (Washington), 67, pp. 203 – 222.*

Nowlan, E. U., Schertl, H. P. & Schreyer, W., 2000: Garnet-omphacite-phengite thermobarometry of eclogites from the coesite-bearing unit of the southern Dora-Maira Massif, Western Alps. *In: Lithos (Oslo), 1 – 4, pp. 197 – 214.*

O´Brien, P. J., 1993: Partially retrograded eclogites of the Münchberg Massif, Germany: Records of a multistage Variscan uplift history in the Bohemian Massif. *In: J. metamorphic Geol., 11, pp. 241 – 260.*

O´Brien, P. J. & Rötzler, J., 2003: High-pressure granulites: Formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics. *In: J. metamorphic Geol., 21, pp. 3 – 20.*

Page, F. Z., Essene, E. J. & Mukasa, S. B., 2003: Prograde and retrograde history of eclogites from the Eastern Blue Ridge, North Carolina, USA. *In: J. metamorphic Geol., 21, pp. 685 – 698.*

Pattison, D. R. M. & Newton, R. C., 1989: Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer. *In: Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 101, pp. 87 – 103.*

Perchuk, L. L. & Lavrent'eva, I. V., 1983: Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite – garnet – biotite. *In: S. K. Saxena (ed.): Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions. New York, Springer-Verlag, pp. 199 – 239.*

Plašienka, D., Grecula, P., Putiš, M., Kováč, M. & Hovorka, D., 1997: Evolution and structure of the Western Carpathians: An overview. *In: P. Grecula, D. Hovorka and M. Putiš (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov. – Monograph., pp. 1–24i.*

Powell, R., 1985: Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: The garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *In: J. metamorphic Geol., 3, pp. 231 – 243.*

Putiš, M., 1989: Štruktúrny a metamorfný vývoj kryštalinika východnej časti Nízkych Tatier. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 21, s. 217 – 224.*

Putiš, M., 1991: Tectonic styles and Late Variscan-Alpine evolution of the Tatric-Veporic crystalline basement in the Western Carpathians. *In: Zbl. Geol. Paläont. T. I, H. 1 (Stuttgart), pp. 181 – 204.*

Putiš, M., 1992: Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathian crystalline basement. *In: Geol. Carpath. (Bratislava), Vol. 43, No. 6, pp. 369 – 380.*

Putiš, M., 1994: South Tatric-Veporic basement geology: Variscan nappe structures; Alpine thick-skinned and extensional tectonics in the Western Carpathians (Eastern Low Tatra Mts., Northwestern Slovak Ore Mts.). *In: Mitt. Österr. geol. Gesell. (Wien), 86, pp. 83 – 99.*

Putiš, M. & Korikovsky, S. P., 1995: Rheological/petrological path of the eclogite-, marble-, gneiss- bearing complexes during extensional uplift (the Sieggraben Unit, Middle Austroalpine, Eastern Alps). *In: J. Czech Geol. Soc., 40, pp. 38 – 39.*

Putiš, M., Madarás, J., Korikovsky, S. P., Kotov, A. B. & Filová, I., 1996: Ductile deformation and recrystallization of the Variscan magmatic complex in the hanging wall of Cretaceous thrust (Veporic Unit, Central Western Carpathians). *In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), No. 3 – 4, pp. 221 – 237.*

Putiš, M., Filová, I., Korikovsky, S. P., Kotov, A. B. & Madarás, J., 1997a: Layered metaigneous complex of the Veporic basement with features of the Variscan and Alpine thrust tectonics (the Western Carpathians). *In: P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov. – Monograph., pp. 175 – 196.*

Putiš, M., Unzog, W., Wallbrecher, E. & Fritz, H., 1997b: Mylonitization and chemical mass-transfer in granitoid rocks of the Vepor pluton near the Cretaceous Pohorelá thrust (Veporic unit, central Western Carpathians). *Bratislava, Miner. Slov. – Monograph., pp. 197 – 214.*

Putiš, M., Németh, Z., Unzog, W. & Wallbrecher, E., 1999: The quartz and calcite X-ray texture goniometer patterns from the Western Carpathians Cretaceous ductile shear zones used as kinematic indicators. *In: Geol. Carpath. (Bratislava), Vol. 50, Spec. iss., pp. 165 – 169.*

Putiš, M., Korikovsky, S. P. & Pushkarev, Y. D., 2000: Petrotectonics of an Austroalpine eclogite-bearing complex (Sieggraben, Eastern Alps), U-Pb dating of exhumation. *In: Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), Vol. 143, No. 1, pp. 73 – 93.*

Putiš, M., Kotov, A. B., Korikovsky, S. P., Salnikova, E. B., Yakovleva, S. Z., Berezhnaya, N. G., Kovach, V. P. & Plotkina, J. V., 2001: U-Pb zircon ages of dioritic and trondhjemitic rocks from a layered amphibolitic complex crosscut by granite vein (Veporic basement, Western Carpathians). *In: Geol. Carpath. (Bratislava), Vol. 52, pp. 49 – 60.*

Putiš, M., Demko, R., Kromel, J. & Filová, I., 2006a: Geochemical trends and metamorphic conditions of the LAC meta-igneous rocks in the North-Veporic zone (Western Carpathians). *In: O. Ďurža & S. Rapant (eds.): Proceeding from the Conf. Geochemistry 2006. Konf., Symp., Sem., Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, pp. 91 – 93* (in Slovak).

Putiš, M., Ondrejka, M., Siman, P., Spišiak, J., Uher, P., Larionov, A. & Paderin, I., 2006b: The first SHRIMP age-data on magmatic--metamorphic events in the Western Carpathians basement. *In: O. Ďurža & S. Rapant (eds.): Proceeding from the Conf. Geochemistry 2006. Konf., Symp., Sem., Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, pp. 91 – 93.*

Putiš, M., Sergeev, S., Larionov, A., Radvanec, M., Siman, P., Spišiak, J., Kohút, M., Uher, P., Ondrejka, M., Filová, I. & Paderin, I., 2007: Evolution and origin of the West-Carpathian pre-Mesozoic basement, dated by SHRIMP. *International Symposium on Mechanics of Variscan Orogeny: A modern view on orogenic research. Orleans, September 2007, Abstr., p. 147.*

Putiš, M., Sergeev, S., Ondrejka, M., Larionov, A., Siman, P., Spišiak, J., Uher, P. & Paderin, I., 2008a: Cambrian-Ordovician metaigneous rocks associated with Cadomian fragments in the West-Carpathian basement dated by SHRIMP on zircons: A record from the Gondwana active margin setting. *In: Geol. Carpath. (Bratislava), Vol. 59, No. 1, pp. 3 – 18.*

Putiš, M., Gawlick, H. J., Frisch, W. & Sulák, M., 2008b: Cretaceous transformation from passive to active continental margin in the Western Carpathians as indicated by the sedimentary record in the Infratatric unit. *In: Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.), Vol. 97, No. 4, pp. 799 – 819.*

Putiš, M., Frank, W., Siman, P., Sulák, M. & Biroň, A., 2008c: $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of white micas across the Alpidic Central Western Carpathians orogenic wedge confined to two subduction sutures. *In: Geodinamica Acta* (in press).

Radvanec, M., 1999: Eclogitized clinopyroxene-gabbro with retrograde metamorphism in pumpellyite-actinolite facies on Babiná and Ostrá hills (Gemericum). *In: Miner. Slov. (Bratislava), Vol. 31, pp. 467 – 484.*

Ravna, E. J. K., 2000: The garnet-clinopyroxene geothermometer: An updated calibration. *In: J. metamorphic Geol., 18, pp. 211 – 219.*

Ravna, E. J. K. & Terry, M. P., 2004: Geothermobarometry of UHP and HP eclogites and schists: An evaluation of equilibria among garnet--clinopyroxene-kyanite-phengite-coesite/quartz. *In: J. metamorphic Geol., 22, pp. 579 – 592.*

Rubie, D. C., 1990: Role of kinetics in the formation and preservation of eclogites. *In: D. A. Carswell (ed.): Eclogite Facies Rocks. Glasgow, Blackie, pp. 111 – 140.*

Siivola, J. & Schmid, R. A., 2007: Systematic nomenclature for metamorphic rocks: 12. List of mineral abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Recommendations, web version of 01. 02. 2007. http://www.bgs.ac.uk/scmr/products.html

Smelov, A. P. & Beryozkin, V. I., 1993: Retrograded eclogites in the Olekma granite–greenstone region, Aldan Shield, Siberia. *In: Precambr. Res. (Amsterdam), 62, pp. 419 – 430.*

Spišiak, J., 1981: Petrograficko-geochemická charakteristika metabazitov Západných Karpát. *Manuskript. Bratislava, Katedra geochémie, PriF UK.*

Thost, D. E., Hensen, B. J. & Motoyoshi, Y., 1991: Two-stage decompression in garnet-bearing mafic granulites from Sostrene Island, Prydz Bay, East Antarctica. *In: J. metamorphic Geol., 9, pp. 245 – 256.*

Zhao, G., Cawood, P. A., Wilde, S. A. & Lu, L., 2001: High-Pressure granulites (Retrograded Eclogites) from Hengshan Complex, North China Craton: Petrology and tectonic Implications. *In: J. Petrology (Oxford), Vol. 42, No. 6, pp. 1 141 – 1 170.*

Rukopis doručený 16. 3. 2009
Rukopis akceptovaný 30. 6. 2009
Revidovaná verzia doručená 26. 3. 2009

P-T-d evolution of eclogitic metabasite and Neoproterozoic orthogneiss in the North-Veporic basement of the central Western Carpathians

Eclogitic metabasites occur in Neoproterozoic partially melted Ky-Grt orthogneisses. Microscopically they represent an eclogite facies Prp-rich Grt pre-rim outer zone + Omp + Rt mineral assemblage. Am_1-Bt_1 inclusions in Grt register the pre-eclogite, amphibolite facies. Cpx_2, Grt outermost zone, Ilm, Ttn, Pl, Hbl have been formed during the exhumation. The Neoproterozoic Ky-Grt--Rt ± Phg-bearing orthogneisses are rich in Pl (tonalitic) or Kfs (granitic). They occur within hosting micaschists and gneisses. This complex is overlain by the Cambrian–Ordovician Grt-Pl-Kfs-Bt--Ms orthogneisses, the latter with strong ductile deformation in the hanging wall of the layered amphibolite complex on the top of the pre-Alpine – Variscan southeast vergent basement nappes.

P-T-d paths of the eclogitic metabasite lens and the hosting orthogneiss were based on the geothermobarometric data. The temperatures 645–725 °C of the D1 stage were calculated from the Cpx_1-Grt pair. Taking into account the maximum Jd_{31} content found in Omp, minimum pressures of 16 kbar can be estimated. Cpx_1-Omp decompose into symplectite of Cpx_2 and Pl during the D2 exhumation stage at temperatures 706–748 °C and 10–14 kbar. The D3 stage is represented by coronas of Pl, Am_2 and Am-Pl symplectite around the garnet porphyroblasts formed at 610–665 °C and 8.5–9.5 kbar. Marginal part of the studied metabasite is locally injected with melting products of hosting fine-grained laminated granitic orthogneiss. This process indicates that the high- to medium temperature metabasite evolution occurred in the pre-Alpine period. The hosting orthogneiss, into which the lens was exhumed, mainly reflects the retrograde conditions of the D2 stage. Grt-Ky-Phg-Rt mineral assemblage could represent the D1 stage. Temperatures 740–532 °C at 11–4 kbar characterize the pre-Alpine D2 exhumation stage. The subsequent retrogression in greenschist facies indicates the Alpine tectonometamorphic overprint.