

VZNIK METAMORFNÍ MINERÁLNÍ ASOCIACE GRANÁTOVCŮ Z DESENSKÉ JEDNOTKY SILEZIKA

The origin of metamorphic mineral association of garnetites from Desná Unit, Silesicum

David Buriánek¹, Kamil Kropáč²

¹Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 59, Brno; e-mail: david.burianek@geology.cz

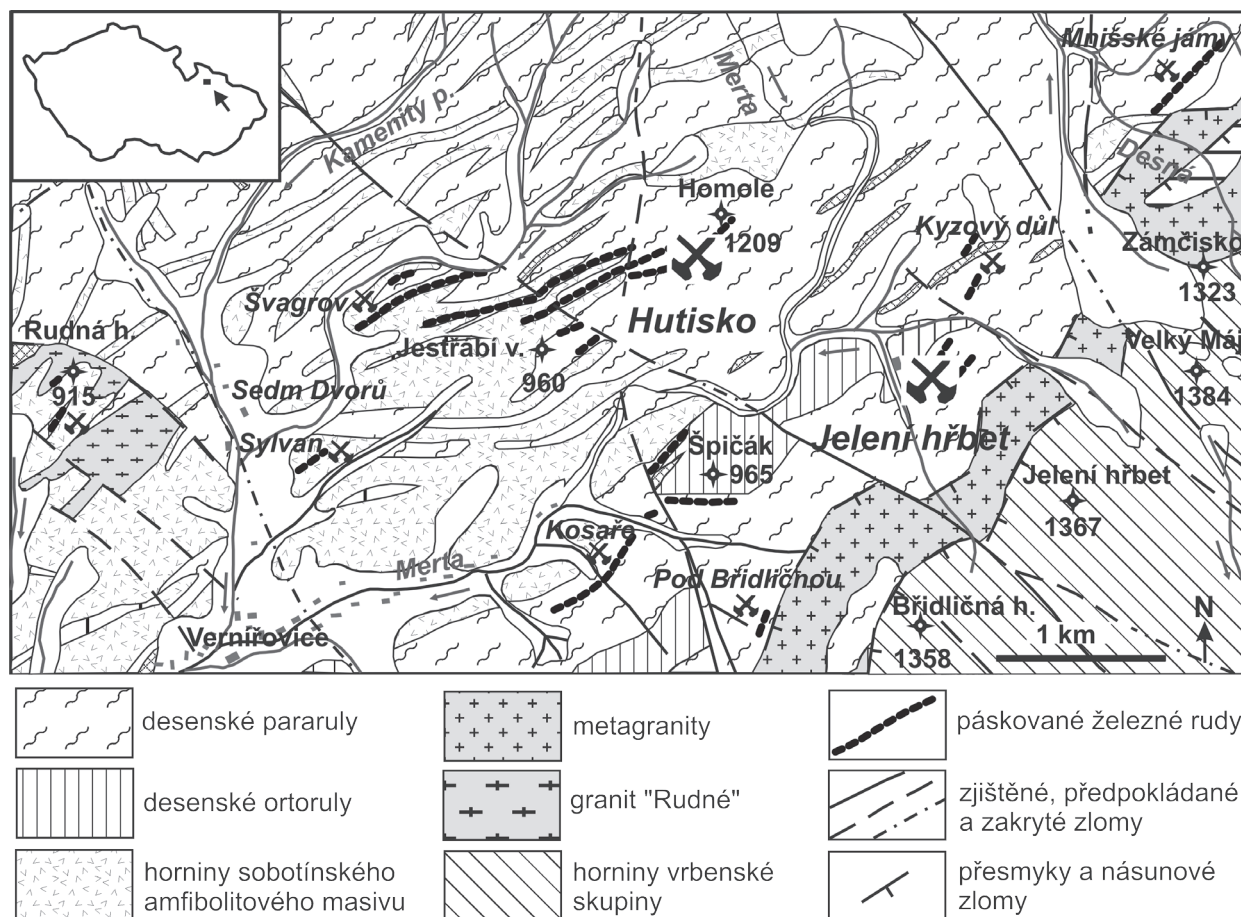
²Ústav geologických věd, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: kropac@mail.muni.cz

(14–24 Bělá pod Pradědem, 14–42 Rýmařov)

Key words: Desná Group, Silesicum, garnet-rich rocks, epidote, metamorphic evolution

Abstract

The usually medium-grained garnetites form up to several cm thick layers in quartz-magnetite mineralizations of the Desná Unit in the Silesicum. The garnetite mineral assemblage consists of epidote, quartz, garnet, magnetite, biotite, ilmenite, apatite and retrograde chlorite. The mineralogical and petrological results demonstrate that garnetites are metamorphosed submarine exhalites. Garnet from the garnetites has compositions with nearly equal amounts of spessartine and almandine components and can be interpreted as result of metamorphic reactions partially consuming of the Mn-rich epidote. Thermobarometric calculations from the garnetites yielded peak amphibolite facies metamorphic conditions ca. 540–600 °C and up to 3 kbar. Chemical composition of fluids estimated for this metamorphic event is H₂O = 82 až 95 mol. %, CO₂ = 4 až 17 mol. %, NaCl = 1 až 2 mol. %. The biotite was partially replaced by chlorite during younger retrograde metamorphic event under greenschist facies.



Obr. 1: Schematická mapa lokalit (upraveno podle Pouby 1970).
 Fig. 1: Schematic map of sites (modified from Pouba 1970).

Úvod

Granátovce jsou horniny s výrazným zastoupením granátu, které tvoří drobné avšak nápadné výskyty v řadě

metamorfních jednotek (např. Buriánek – Otava 2007). Často je jejich vznik zapříčiněn lokálními specifickými podmínkami během sedimentace původního protolitu.

Granátovce na studovaném území tvoří maximálně několik cm (vzácně až dm) mocné polohy uvnitř páskovaných železných rud nebo v jejich blízkosti. Vztah mezi chemickým složením minerálů a metamorfních fluid bylo možné studovat díky kombinaci metod elektronové mikrosondy a optické mikrotermometrie.

Metodika

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca Camebax SX-100, (Laboratoř elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, Společné pracoviště Ústavu geologických věd PřF MU a České geologické služby). Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za podmínek: urychlovací napětí 15 kV, průměr elektronového svazku 5 μm , proud svazku 20 nA, načítací čas 10–20 sekund, operátor R. Čopjaková. Jako standardu bylo užito (K α X-ray linie): Si, Al – sanidin, Mg – olivín, Fe – almandin, Ca – andradit, Mn – rhodonit, Ti – Ti-hornblend, Cr – chromit, Na – albit, K – ortoklas, P – apatit, F – topaz, Cl – vanadinit, Zn – gahnit, V – vanadinit, Cu – Cu, Y – YAG. Obsahy prvků byly přepočteny PAP korekcí (Pouchou – Pichoir 1985).

Použité zkratky minerálů jsou podle Kretze (1983). Krystalochemické vzorce granátu jsou přepočteny na 12 kyslíků (Fe^{3+} bylo dopočteno podle stechiometrie). Biotit je přepočten na 22 kyslíků, apatit na 13 kyslíků a ilmenit je na 6 kyslíků ve vzorcové jednotce.

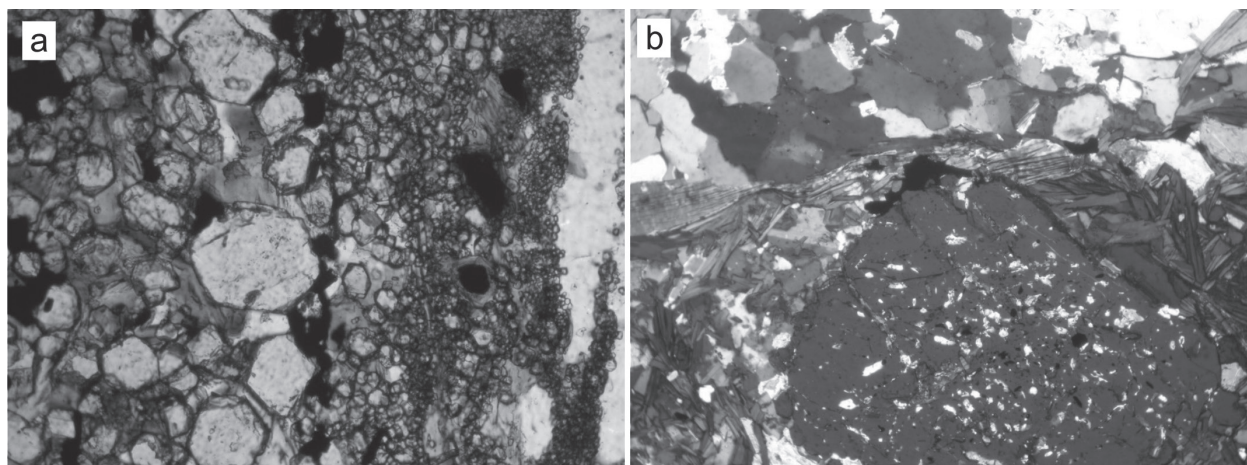
Při výpočtech vrcholných P-T podmínek metamorfózy pro minerální asociace studovaných hornin byl použit program THERMOCALC 2.7. Aktivitní koeficienty byly vypočteny programem AX (Holland – Powell 1998).

Fluidní inkluze (dále jen FI) v křemenech byly studovány metodou optické mikrotermometrie. Standardní oboustranně leštěné výbrusy byly zhotoveny K. Kropáčem (na UP v Olomouci). Rozlišení primárních (P), primárně-sekundárních (PS) a sekundárních (S) inkluzí proběhlo podle kritérií popsaných v literatuře (Roedder 1984, Shepherd et al. 1985). Ve všech inkluzích byla konstatována přítomnost kapalné fáze (L – liquid), někdy i plynné fáze (V – vapour). Teplotní parametry inkluzí byly změřeny

(K. Kropáč) na Katedře geologie PřF UP v Olomouci v termokomoře Linkam THMSG 600. Měření byly u FI s CO_2 : teplota celkové homogenizace (Th-tot), teplota parciální homogenizace oxidu uhličitého (Th- CO_2), teplota zamrznutí inkluze (Tf), teplota tání oxidu uhličitého (Tm- CO_2) a teplota tání klathrátu (Tm-cla). U FI pouze s vodným roztokem: teplota homogenizace (Th), teplota zamrznutí vodného roztoku (Tf), teplota eutektika (Te) a teploty tání dalších pevných fází – ledu (Tm ledu) a hydrohalitu (Tm hh). Přesnost měření teploty je $\pm 0,1$ °C. Komora byla kalibrována měřením anorganických standardů a FI se známými teplotami fázových přechodů. K interpretaci mikrotermometrických dat byl použit software Flincore (Brown 1989) s kalibracemi podle Bowerse a Helgesona (1983) pro systém CO_2 – H_2O – NaCl a podle Zhanga a Frantze (1987) pro systém H_2O – NaCl. Salinity FI s vodným roztokem byly přepočteny podle Bodnara (1993).

Geologická pozice a petrografický popis

Magnetitové zrudnění je typickou součástí litologie desenského krystalinika. Většinou jde o středně zrnité horniny s granoblastickou strukturou. Rudy jsou uloženy v částečně chloritizovaných biotitických pararulách, které obsahují také vložky a drobná tělesa amfibolických rul, amfibolitů, chloritických břidlic, mastkových břidlic, ortorul a metagranitů. Biotitické pararuly (často postižené retrográdní chloritizací) reprezentují nejběžnější horninový typ v desenském krystaliniku a odpovídají drobovému až peltickému protolitu proterozoického stáří (např. Grygar – Vavro 1995). Datování zirkonů desenských ortorul metodou $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ukazuje na stáří $506,7 \pm 1,7$ milionů let, což je interpretováno jako stáří protolitu rul (Kröner et al. 2000). Stáří a protolit zrudnění je stále předmětem rozsáhlých diskuzí [bližší informace např. v pracích Kretschmera (1911), Sellnera (1930) Pouby (1951, 1970), Fojta (2002), Mückeho – Losose (2000, 2007)]. V oblasti přibližně mezi obcí Vernířovice na jihozápadě a vrcholem Pradědu na severovýchodě tvoří křemen-magnetitové zrudnění nejméně jeden nesouvislý horizont o mocnosti



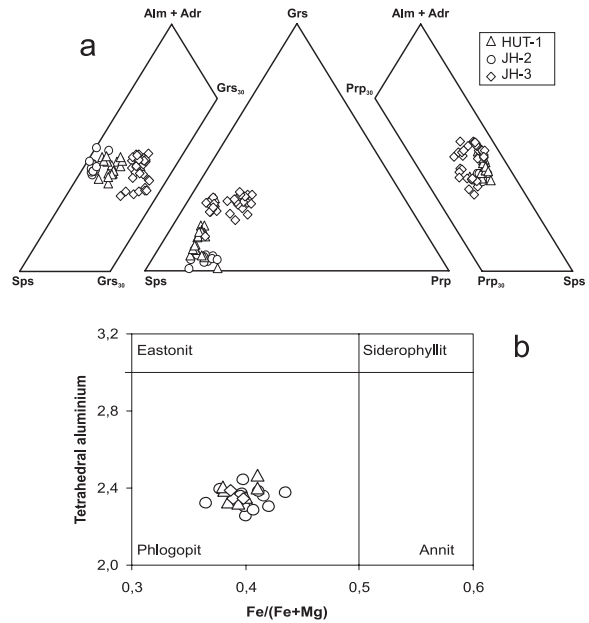
Obr. 2: Mikrofotografie: (a) granátovce z lokality Hutisko, vzorek HUT-1, jeden nikol, (b) granátovce z lokality Jelení hřbet, vzorek JH-3 zkrřížené nikoly, šířka snímků 1 mm.

Fig. 2: Thin sections: (a) garnetites from locality Hutisko, sample HUT-1, PPL, (b) garnetites from locality JH-3, XPL, width of photos 1 mm.

od několika cm až po 3 m. Celková délka těchto pruhů patrně přesahuje 20 až 25 km (Pouba 1970).

Detailní petrografický popis lokality Hutisko uvádí Zimák – Fojt (2002). Lokalita Hutisko (označovaná též jako Zadní Hutisko) je známa výskytem starých rudních děl převážně z 19. století. V okolí štol lze v haldovém materiálu běžně nalézt vzorky magnetitem chudých rudnin s vysokým podílem granátu. Pouba (1970) je považuje za granáticko-magnetitovou facii páskovaných železných rud. Mücke a Losos (2000) tento typ rudnin označují jako granátovce (gondity). V okolí lokality Hutisko se hojně vyskytují také amfibolické pararuly, jejichž nabohacení amfibolem je dáváno do souvislosti s proniky apofýz nedalekého sobotínského amfibolitového masivu (Pouba 1970).

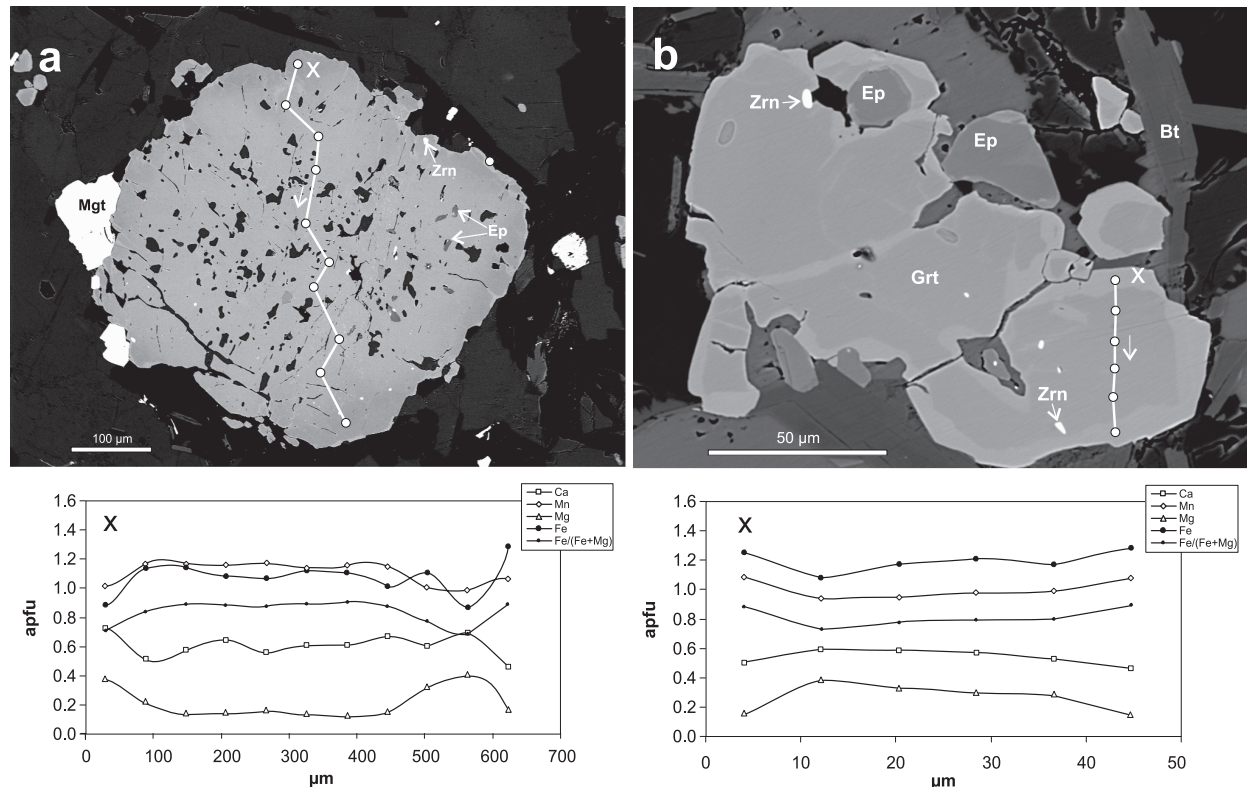
Pro studium byl zvolen vzorek bez amfibolu (HUT-1), který má minerální asociaci: Qtz + Mgt + Grt + Ep + Bt ± Chl. Vzorky z této lokality mají vždy dobře vyvinutou páskovanou texturu a makroskopicky lze na nich podle barvy zřetelně rozlišit střídání tří typů pásků – růžových až hnědých granátových, šedých křemenných a tmavých rudních. Růžové pásky mají mocnost obvykle do 2 cm a jsou tvořeny převážně drobnými zrny granátu o velikosti zřídka kdy přesahující 0,03 mm a křemenem. Šedé křemenné pásky jsou monominerální. Rudní pásky tmavé barvy buduje zejména magnetit, biotit a granát (obr. 2a), jehož zrna jsou podstatně větší než u prvního typu pásků (přesahují 0,06 mm). Tyto minerály doprovází křemen, chlorit, epidot, apatit, ilmenit a pyrit a v některých vzorcích z lokality Hutisko se vyskytuje poměrně hojně i amfibol o složení magneziohornblendu. Amfibol podobně jako biotit poikiloblasticky uzavírá zrna granátu (Zimák – Fojt 2002).



Obr. 3: Trojúhelníkové diagramy Sps–Alm+Adr–Grs₂₀; Sps–Grs–Prp; Sps–Alm+Adr–Prp₂₀ (a) pro granáty a ^{IV}Al–Fe/(Fe+Mg) diagram (b) pro biotity z granátovců z desenské jednotky.

Fig. 3: Ternary plots Sps–Alm+Adr–Grs₂₀; Sps–Grs–Prp; Sps–Alm+Adr–Prp₂₀ of the garnet (a) and the ^{IV}Al–Fe/(Fe+Mg) diagram (b) of the biotite composition from the garnetites from Desná unit.

Druhou studovanou lokalitou je výskyt křemen-magnetitových páskovaných rud a granátovců v prostoru dobyvek na sz. svahu Jeleního hřbetu. Granátovce z loka-



Obr. 4: Profily zonálními zrny granátu ze vzorku JH-3.
Fig. 4: Profiles across grains of garnet in the sample JH-3.

lity Jelení hřbet mají poněkud jiný charakter než vzorky z lokality Hutisko. Jednotlivé krystaly magnetitu i granátu (obr. 2b) dosahují velikosti až 3 mm (vzorek JH-3). Má opět dobře zřetelnou plošně paralelní texturu, střídají se v ní monominerální pásy křemene a černozelené pásy budované zejména výše uvedeným magnetitem nebo v některých partiích granátem. Spolu s nimi charakter pásků dotváří biotit, chlorit, kalcit, epidot, apatit a ve vedlejším množství a jako akcesorie bývá přítomen albit, zirkon, ilmenit, pyrit a monazit-(Ce) (Zimák 2002). Některé granáty obsahují velké množství uzavřenin především kalcitu, epidotu a křemene. Ve vzorku JH-2 dominují polohy křemene, avšak mezi zrny křemene jsou roztroušeny i další minerály jako granát, magnetit, biotit, chlorit, kalcit a plagioklas. Mezi pásy křemene se vyskytují jen několik mm mocné pásy tvořené biotitem, chloritem, magnetitem, epidotem, apatitem, kalcitem, křemenem, ilmenitem a granátem.

Mineralogie

Granáty

Granáty ze všech studovaných lokalit jsou chemicky relativně homogenní a vykazují převahu almandinové nebo spessartinové komponenty (obr. 3a). Granát v asociaci s kalcitem z lokality Jelení hřbet (JH-3) je oproti zbývajícím dvěma vzorkům bohatší na grossularovou komponentu ($Alm_{22-44} Prp_{4-15} Sps_{31-44} Grs_{13-23} Adr_{1-6}$). Oba zbývající vzorky (HUT-1 a JH-2) jsou bohatší na spessartinovou komponentu ($Alm_{28-44} Prp_{4-15} Sps_{37-51} Grs_{1-17} Adr_{1-7}$) (tab. 1). Většina granátů ve vzorku HUT-1 vykazuje nevýraznou oscilační zonálnost kdy se mění zejména obsahy Fe, Mn a Ca. Na okraji bývá někdy patrný pokles Mn a růst Ca. Mnohem výrazněji je zonálnost vyvinuta u granátů ve vzorku JH-3. Opět se jedná o oscilační zonálnost ve střední části zrna (obr. 4a). Na okrajích je patrný zřetelný růst obsahu Ca a Mg a naopak pokles Fe a Mn. Některá zrna jsou lemována mladším lemem o mocnosti do 20 μm . Tento lem je oproti zbytku zrna obohacen Fe a Mn a naopak ochuzen Mg a Ca (obr. 4b).

Minerály epidotové skupiny

Většinu minerálů epidotové skupiny (obecný vzorec $A_2M_3[T_2O_7][TO_4](O,F)(OH,O)$) můžeme klasifikovat jako epidoty, až na středy některých zrn (vzorek JH-3), které mají složení odpovídající allanitu (obr. 5a, tab. 2). Zastoupení Al v pozici T je maximálně 0,005 apfu. V zrnech můžeme pozorovat oscilační zonálnost.

Minerály epidotové skupiny jsou ve vzorku JH-3 ve dvou hlavních texturních typech. Epidot (29 % pistacitové komponenty) tvoří drobná hypautomorfní zrna uzavřená v granátu společně s magnetitem, křemenem a kalcitem. Ve střední části zrn někdy přechází do allanitu. Epidot (27–31 % pistacitové komponenty) také tvoří automorfní až hypautomorfní zrna uzavřená v křemeni nebo kalcitu. Středy některých zrn opět tvoří allanit ($La + Ca + Pr + Nd + Sm + Er + Gd + Dy = 0,11-0,75$ apfu). Obsahy Mn v minerálech epidotové skupiny jsou 0,05–0,12 apfu. Přičemž středy zrn mají mírně vyšší obsahy Mn (0,07–0,12 apfu) než okraje (0,05–0,11 apfu). Také obsahy Mn v epidotech, které tvoří inkluze v granátu, jsou vyšší (0,08–0,12 apfu).

granát						
Vzorek	HUT-1	HUT-1	JH-2	JH-2	JH-3	JH-3
SiO ₂	36.226	36.476	36.591	36.279	36.929	36.876
TiO ₂	0.005	0.028	0.130	0.019	0.097	0.019
Al ₂ O ₃	19.685	20.587	20.001	20.070	20.044	20.597
Cr ₂ O ₃	0.027	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000
Fe ₂ O ₃	1.722	0.759	1.274	1.559	1.225	0.842
FeO	17.583	15.796	15.651	19.213	16.757	16.681
MnO	19.220	19.815	22.093	19.654	16.614	17.073
MgO	1.594	1.870	2.021	1.876	1.110	1.793
Na ₂ O	0.045	0.007	0.029	0.000	0.015	0.017
P ₂ O ₅	0.000	0.000	0.000	0.013	0.029	0.005
Y ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	3.526	4.147	2.217	1.783	7.032	5.947
Total	99.633	99.485	100.008	100.466	99.856	99.850
Si	2.969	2.968	2.979	2.956	2.991	2.977
P	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000
Ti	0.000	0.002	0.008	0.001	0.006	0.001
T – site	2.969	2.970	2.987	2.958	2.998	2.979
Al	1.901	1.974	1.919	1.927	1.913	1.960
Cr	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.106	0.046	0.078	0.096	0.075	0.051
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B – site	2.009	2.021	1.997	2.023	1.988	2.011
Fe ²⁺	1.205	1.075	1.066	1.309	1.135	1.126
Mn	1.334	1.366	1.523	1.356	1.140	1.167
Mg	0.195	0.227	0.245	0.228	0.134	0.216
Ca	0.310	0.362	0.193	0.156	0.610	0.514
Na	0.011	0.002	0.007	0.000	0.004	0.004
A – site	3.054	3.031	3.035	3.049	3.022	3.028
Almandin	38.080	34.202	34.310	41.163	36.828	36.283
Andradit	5.365	2.346	3.920	4.848	3.754	2.577
Grossular	4.974	9.828	2.554	0.416	16.694	14.695
Pyrop	6.559	7.638	8.212	7.706	4.494	7.246
Spessartine	44.934	45.986	51.004	45.868	38.217	39.200
Uvarovit	0.088	0.000	0.000	0.000	0.013	0.000

Tab. 1: Chemické složení vybraných granátů ze vzorků.

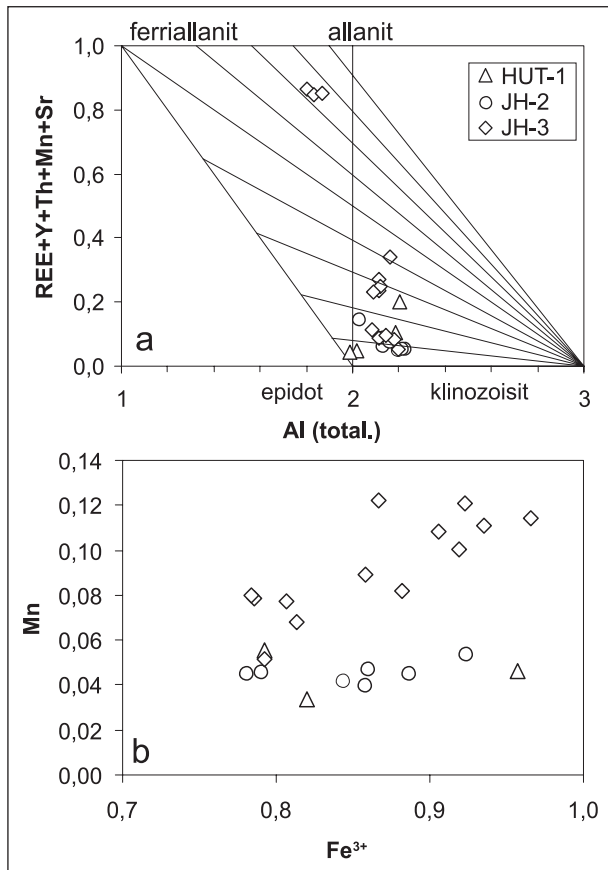
Tab. 1: The chemical composition of selected garnets from samples.

Při poklesu Ca roste obsah REE, což poměrně dobře odpovídá substituci $Ca_3 REE_2 + \square_{-1}$. S narůstajícím obsahem manganu roste obsah železa (obr. 5b). Pozice M je zcela zaplněna Al a Fe takže Mn vstupuje převážně do pozice A společně s REE.

Ostatní dva vzorky (HUT-1, JH-2) obsahují automorfní až hypautomorfní zrna epidotu (26–34 % pistacitové komponenty) v základní hmotě, kde jsou většinou obklopena biotitem nebo křemenem. Střední část zrn má někdy zvýšené obsahy REE ($La + Ca + Pr + Nd + Sm + Er + Gd + Dy = 0,03-0,15$ apfu). Obsahy Mn v minerálech epidotové skupiny jsou relativně nízké 0,03–0,06 apfu. (tab. 2). V epidotech z těchto dvou vzorů není patrná korelace mezi růstem obsahu Fe a Mn (obr. 5b).

Ostatní minerály

Biotit má ve všech třech vzorcích podobné chemické složení a odpovídá flogopitu ($Fe/(Fe+Mg) = 0,37-0,42$; $Al^{IV} = 2,25-2,47$ apfu) (obr. 3b). Často je částečně zatlačo-



Obr. 5: Diagramy Al – REE+Y+Th+Mn+Sr (Petrik et al. 1995) a Fe³⁺ – Mn diagram (b) pro minerály epidotové skupiny z granátovců z desenské jednotky.

Fig. 5: The Al – REE+Y+Th+Mn+Sr (Petrik et al. 1995) and Fe³⁺ – Mn (b) diagrams of the epidote group composition from the garnetites from Desná unit.

ván chloritem. Chlorit (Fe/(Fe+Mg) = 0,36–0,37; Si = 5,3–5,4 apfu) se také vyskytuje v podobě samostatných lupínků.

Ilmenit tvoří až 0,1 mm dlouhé hypautomorfní lišty uzavřené převážně v křemenu a obsahuje vždy Mn (0,48–0,68 apfu). Magnetit ze vzorku JH-2 má vyšší obsahy manganu (ilmenitová složka 65 %, pyrofanitová složka, 33–34 %) ve srovnání se vzorkem JH-3 (ilmenitová složka 67–73 %, pyrofanitová složka 24–28 %).

Zirkony jsou společně s apatitem poměrně běžným akcesorickým minerálem. Zirkony mají nízké obsahy U a Th (U₂O+ThO₂ = 0,01–0,03 hm. %) a obsahy HfO₂ se pohybují v rozmezí 1,4–1,8 hm. %).

Fluidní inkluze

Fluidní inkluze (dále jen FI) byly měřeny v křemenech z poloh granátovců na lokalitě Hutisko a v křemenech páskovaných železných rud na lokalitě Jelení hřbet. V obou případech byly zjištěny dva základní typy FI:

1) trojfázové FI (Lcar+Laq+V) nebo vzácněji dvoufázové FI (Lcar+Laq) obsahující systém CO₂ – H₂O – NaCl (– CH₄, N₂). V této skupině inkluzí byly rozlišeny různé tvarové typy, které mohou mít genetický význam (primární, primárně–sekundární i sekundární). Složení jednotlivých genetických typů inkluzí a jejich teplotní parametry jsou obdobné a proto budou diskutovány společně. Velikost

Vzorek	epidot			allanite		
	HUT-1	JH-2	JH-3	JH-3	JH-3	JH-3
P ₂ O ₅	0.000	0.000	0.000	0.041	0.024	0.057
SiO ₂	36.867	35.830	35.992	31.203	30.897	31.253
CaO	22.173	21.162	18.379	11.255	10.852	11.239
La ₂ O ₃	0.000	0.660	0.836	5.311	5.337	5.282
Ce ₂ O ₃	0.007	1.294	1.813	11.324	11.724	11.139
Pr ₂ O ₃	0.033	0.031	0.153	1.097	1.076	1.224
Nd ₂ O ₃	0.000	0.607	0.642	3.183	3.221	3.337
Sm ₂ O ₃	0.017	0.078	0.120	0.413	0.380	0.389
Y ₂ O ₃	0.000	0.000	0.039	0.000	0.000	0.000
ThO ₂	0.000	0.256	0.004	0.191	0.170	0.141
UO ₂	0.000	0.000	0.042	0.025	0.033	0.008
Er ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.123	0.007	0.032
Gd ₂ O ₃	0.077	0.134	0.021	0.005	0.030	0.149
Dy ₂ O ₃	0.000	0.001	0.013	0.000	0.000	0.000
Yb ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₂ O ₃	15.490	14.683	13.653	13.798	12.971	13.034
MnO	0.661	0.751	1.707	1.448	1.262	1.517
MgO	0.027	0.047	0.130	1.158	1.340	1.211
Al ₂ O ₃	20.837	20.592	21.252	16.738	16.828	16.246
TiO ₂	0.058	0.059	0.039	0.074	0.000	0.000
Total	96.247	96.185	94.835	97.387	96.152	96.258
P	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.005
Si	3.027	2.997	3.037	2.901	2.908	2.940
Al	2.016	2.030	2.114	1.834	1.867	1.801
Fe ⁺³	0.957	0.924	0.867	0.965	0.919	0.923
Mg	0.003	0.006	0.016	0.160	0.188	0.170
Mn	0.046	0.053	0.122	0.114	0.101	0.121
Ca	1.926	1.872	1.641	1.107	1.081	1.118
Ti	0.004	0.004	0.002	0.005	0.000	0.000
La	0.000	0.020	0.026	0.182	0.185	0.183
Ce	0.000	0.040	0.056	0.385	0.404	0.384
Pr	0.001	0.001	0.005	0.037	0.037	0.042
Nd	0.000	0.018	0.019	0.106	0.108	0.112
Sm	0.000	0.002	0.003	0.013	0.012	0.013
Er	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.001
Gd	0.002	0.004	0.001	0.000	0.001	0.005
Dy	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Yb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Th	0.000	0.005	0.000	0.004	0.004	0.003
U	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000
Total kat.	7.982	7.975	7.913	7.821	7.818	7.819
Sum REE	0.004	0.085	0.111	0.727	0.748	0.739
Ps	0.322	0.313	0.291	0.345	0.330	0.339

Tab. 2: Chemické složení vybraných epidotů a allanitů ze vzorků. Tab. 2: The chemical composition of selected epidotes and allanites from samples.

těchto FI se pohybuje většinou v rozmezí 3 až 12 μm, primární mají poměrně pravidelný tvar, sekundární jsou naopak většinou nepravidelné s četnými výběžky a vyhovují pukliny v křemenu. Teplotní parametry FI zjištěné při mikrotermometrických měřeních udává tab. 3.

Hustota CO₂ fáze byla z teplot parciálních homogenizací (obr. 6a) stanovena pro měřené FI z lokality Hutisko na 0,554 až 0,940 g.cm⁻³ a pro FI z Jeleního hřbetu na 0,466 až 0,995 g.cm⁻³. Teploty tání CO₂ fáze (obr. 6b) ve FI se blíží až k bodu tání čistého CO₂ (-56,6 °C), snižování teplot tání CO₂ naznačuje přítomnost CH₄ a N₂. Salinita vodného roz-

1) trojfázové nebo dvoufázové FI se systémem CO ₂ – H ₂ O – NaCl (– CH ₄ , N ₂)							
Lokalita	Geneze	obj. CO ₂ -fáze	Th-tot	Th CO ₂ -fáze (L)	Tf CO ₂	Tm CO ₂	Tm cla
HUT	P,PS,S	~15-25 %	+295/+386	-2/+30,7	-96,0/-99,0	-57,2/-57,8	+3,6/+8,0
JH	P,PS,S	~15-40 %	+263/+456(d)	-12,3/+31,1	-93,3/-97,5	-56,8/-57,4	+1,3/+8,0
2) sekundární dvoufázové FI se systémem H ₂ O – NaCl							
Lokalita	Geneze	Fáz. složení	Th (L+V)	Tf	Te	Tm ice	Salinita (hm.%)
HUT	S	L+V	+105/+187	-45/-59,1	?	-2,8/-9,6	4,5/13,2
JH	S	L+V	+113/+142	-40,7/-48	?	-7,3/-7,6	10,9/11,2
3) primární nebo primárně-sekundární dvoufázové FI se systémem H ₂ O – NaCl							
Lokalita	Geneze	Fáz. složení	Th (L+V)	Tf	Te	Tm ice	Salinita (hm.%)
JH	P,PS (?)	L+V	+296/+334	-46	?	?	?

Tab. 3: Mikrotermometrické parametry studovaných fluidních inkluzí.
 Tab. 3: Microthermometric parameters of studied fluid inclusions.

toku FI vypočtená z teplot tání klathrátu (obr. 6c) odpovídá 3,9 až 11,2 hm. % NaCl eq. pro Hutisko a 3,9 až 14,1 hm. % NaCl eq. pro Jelení hřbet. Teplota celkové homogenizace (Th-tot) se pohybovala v rozmezí teplot +295 až +386 °C (Hutisko) a +263 až +350 °C (Jelení hřbet), většina FI však dekrepitovala před dosažením teploty celkové homogenizace v důsledku extrémního nárůstu vnitřního tlaku při zahřívání. Nejvyšší teplota dekrepitace byla naměřena na lokalitě Jelení hřbet a to +456 °C. Celkové složení fluid v FI z křemenů na lokalitě Hutisko bylo vypočteno na: H₂O: 90,3 až 94,1 mol. %, CO₂: 4,3 až 8,2 mol. %, NaCl =

1,5 až 1,6 mol. %. Celkové složení fluid zachycených v FI z křemenů na lokalitě Jelení hřbet odpovídá cca: H₂O = 82 až 94,5 mol. %, CO₂ = 3,7 až 16,9 mol. %, NaCl = 1,1 až 1,7 mol. %.

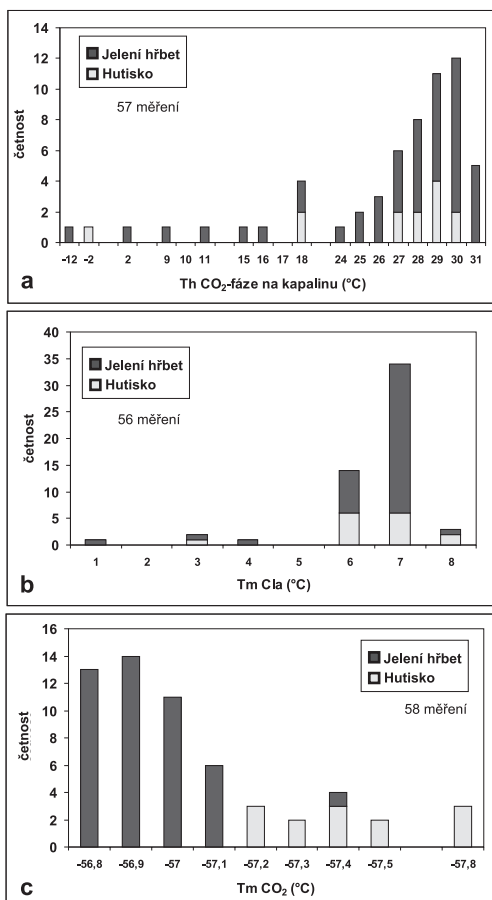
2) sekundární dvoufázové FI (L+V) s vodným roztokem a nízkými teplotami homogenizace. Jsou spíše nepravidelných tvarů a velikostí většinou nepřesahují 8 μm, teplotu tání hydrohalitu ani teplotu eutektika se nepodařilo pro jejich malou velikost a neostrá fázová rozhraní změřit. Salinita vodného roztoku vypočítaná z 23 měření teplot tání ledu se pohybuje v rozmezí 4,5 to 13,2 hm. % NaCl ekv. v FI tohoto typu z lokality Hutisko a 10,9 až 11,2 hm. % NaCl ekv. pro FI z Jeleního hřbetu (tab. 3).

3) třetí typ se vyskytoval pouze v křemenech z lokality Jelení hřbet, jedná se o primární, nebo primárně-sekundární dvoufázové FI (L+V) s vodným roztokem a vysokými teplotami homogenizace (tab. 3), vzhledově se podobají předchozímu typu. U tohoto typu FI byly změřeny pouze teploty homogenizace.

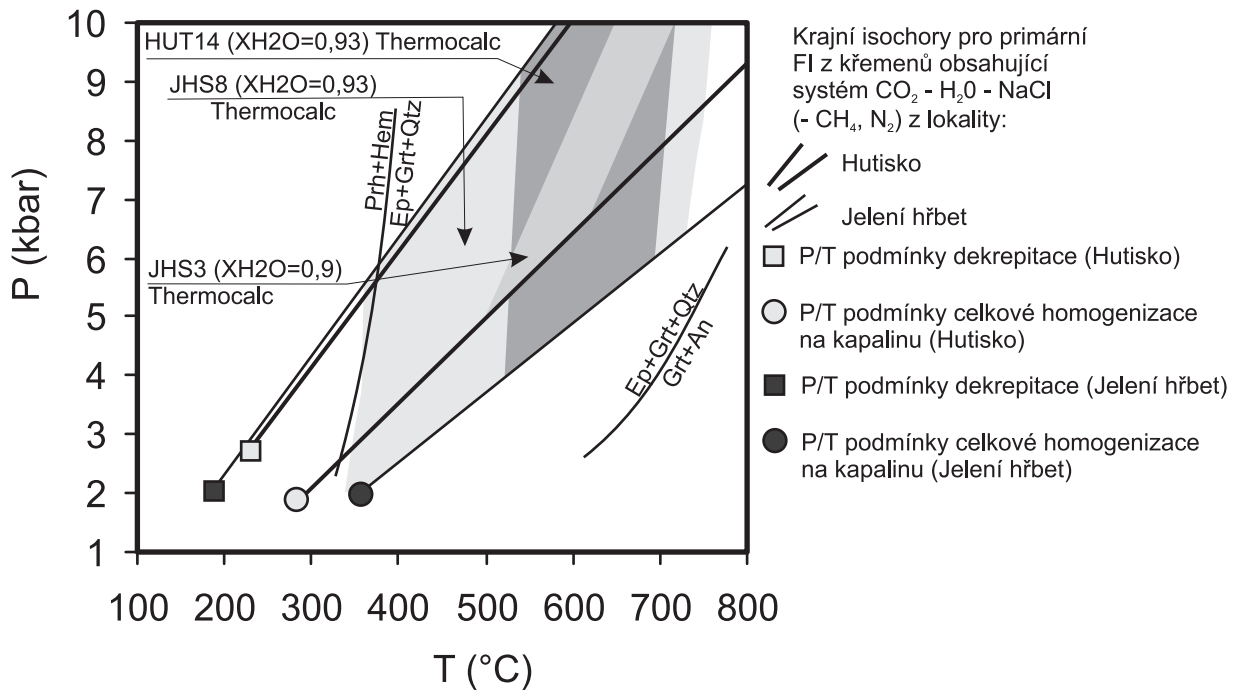
Diskuze (vývoj minerální asociace granátovců)

Původní protolit granátovců se podobal recentním manganovým krustám, které vznikají v mořském prostředí tak, jak je popisuje například Fleet (1983). Protolit byl patrně tvořen směsí silikátů (chlority, jílové minerály atd.), křemene, oxidů a hydroxidů Fe a Mn s malou příměsí karbonátů a fosforečnanů. Podobný protolit (manganem bohaté exhalaty smíšené s pelitickými sedimenty) předpokládá při vzniku některých granátovců také Plimer (1984). Tato interpretace je v souladu s názorem Mückeho a Losose (2000). Během progradních metamorfních reakcí se oxidy, hydroxidy a karbonáty Fe a Mn změnil na silikáty (chlority, minerály epidotové skupiny, granát) a oxidy (ilmenit a magnetit).

Vyšší obsahy REE ve středních částech zrn epidotu souvisí s metamorfním rozpadem monazitu. Monazit z těchto hornin popisuje (Zimák 2002), avšak ve studovaných vzorcích nalezen nebyl. Podle Winga et al. (2003) platí při progradní metamorfóze pelitů z facie zelených břidlic do amfibolitové tato sukcese: detritický monazit – metamorfní allanit – metamorfní monazit. Allanit vzniklý rozpadem monazitu je stabilní do teplot kolem 525 °C, kdy se opět rozpadá na monazit (Smith a Barreiro 1990). Apatity během vzniku allanitu váže přebytečný fosfor. Některé z možných reakcí produkujících allanit uvádí Wing et al.



Obr. 6: Histogramy parciální homogenizace CO₂ fáze (a), teplot tání klathrátu (b) a teplot tání CO₂ fáze (c).
 Fig. 6: Histogram of partial homogenisations of the CO₂ phase (a), histogram of melting temperatures of the clathrate (b) and histogram of melting temperatures of the CO₂ phase (c).



Obr. 7: P-T podmínky vzniku studovaných vzorků zjištěné na základě teplot vypočtených programem THERMOCALC a tlaky určené na základě studia fluidních inkluzí. Horní limit stability pro minerální asociace epidot ± garnát ± křemen a prehnit + hematit/ magnetit + epidot + garnát vychází z experimentálních dat Liou (1973) and Liou et al. (1983). Reakce jsou pufovány f_{O_2} hematit-magnetit. Fig. 7: The P-T conditions of origination of studied samples, which are based on calculations of temperatures by using software THERMOCALC, pressures are destinated from the studium of fluid inclusions. Upper thermal stability limits of epidote ± garnet ± quartz and prehnite + hematite/ magnetite + epidote + garnet based on experimental data from Liou (1973) and Liou et al. (1983). Reactions with buffers f_{O_2} hematite-magnetite.

(2003): monazit + muskovit + ankerit + siderit + křemen + H₂O = allanit + biotit + apatit + CO₂ nebo monazit + chlorit + kalcit + křemen = allanit + apatit + H₂O + CO₂. Ve studovaných horninách zůstal allanit uzavřen uvnitř epidotů, nebo granátů a proto nevznikal metamorfní monazit.

Obsahy Mn v epidotu, který je v rovnováze s matrix horniny, jsou 0,05–0,11 apfu. V inkluzích epidotu uvnitř granátů jsou obsahy Mn ve srovnání s epidotem v matrix poněkud vyšší (0,08–0,12 apfu). Granát vznikl na úkor epidotu s vysokým obsahem Mn (Mn³⁺, Mn²⁺). V granátu převažují hlavně komponenty Alm a Sps. Granát vykazuje nepravidelnou, místy oscilační zonálnost, která je však většinou charakterizována poklesem obsahu Sps směrem k okrajům. To naznačuje, že během růstu probíhaly reakce konzumující přednostně manganem bohatý epidot (Keskinen – Liou 1987, Liou 1973).

Složení fluidní fáze během vrcholu metamorfózy bylo ovlivněno množstvím karbonátu v primárním protolitu a u studovaných vzorků kolísalo v rozmezí XH₂O = 0,90–0,93. Tyto údaje vychází ze studia primárních fluidních inkluzí uzavřených v křemeni. Teploty celkové homogenizace primárních fluidních inkluzí s CO₂ v křemeni pro vzorky z lokalit Hutisko a Jelení hřbet se pohybují v rozmezí 260 až 390 °C. Tyto teploty jsou však nejnižší možné, protože jsou zjištěny pro tlak na zemském povrchu. Avšak FI vznikaly za vyšších tlaků a tedy i za poněkud vyšších teplot. Pokud konfrontujeme teploty zjištěné z FI s teplotami zjištěnými výpočtem z minerální asociace hornin (kolem 540 až 600 °C) můžeme odhadnout minimální tlak vzniku minerální asociace během vrcholu

metamorfózy na hodnotu kolem 3 kbar. Tato hodnota byla zjištěna na základě protnutí izochor vypočtených z primárních fluidních inkluzí a průměrných teplot vypočtených z minerální asociace studovaných vzorků (obr. 7). Odhad ovšem vychází z předpokladu, že FI v křemeni vznikaly současně s růstem granátů. Vrcholné podmínky vzniku minerálních asociací studovaných granátovců (550 až 600 °C a za tlaků vyšších než 3 kbar) můžeme spojovat s prevariskou fází vývoje desenské jednotky. Okraje některých zrn granátů jsou oproti středům obohaceny o Fe a Mn a naopak ochuzeny o Mg a Ca, což patrně souvisí s metamorfními reakcemi, které následovaly až po vrcholu prevarické metamorfózy.

Po metamorfóze v amfibolitové facii následovala variská retrogradní metamorfóza, při níž vznikl chlorit na úkor biotitu. Během této fáze mohlo docházet lokálně k deformaci a rekrystalizaci studovaných hornin. Studované vzorky byly touto deformací postiženy jen slabě. Fluidní inkluze (typ dva) s vodným roztokem a nízkými homogenizačními teplotami lze spojovat s pozdně metamorfní až post-metamorfní migrací fluidů.

Studované inkluze patrně mapují jen malou část metamorfního vývoje granátovců a mnohé informace není možné přesně dešifrovat. Tuto skutečnost dokazuje přítomnost inkluzí třetího typu ve vzorku na lokalitě Jelení hřbet. Jejich význam pro vývoj studované horniny se nepodařilo přesně interpretovat. Nejasné také zůstává postavení sekundárních inkluzí prvního typu. Jejich vznik může souviset s deformací studovaných vzorků během vrcholu prevarické metamorfózy.

Závěry

Granátovce často vytvářejí až několik cm mocné polohy ve zrudnění páskovaných křemen-magnetitových rud, které jsou součástí desenského krystalinika. Jejich minerální složení je na všech studovaných lokalitách podobné. Granáty jsou chemicky relativně homogenní a vykazují převahu almandinové nebo spessartinové komponenty ($\text{Alm}_{22-44}\text{Prp}_{4-15}\text{Sps}_{31-51}\text{Grs1}_{-23}\text{Adr}_{1-7}$). Minerály epidotové skupiny můžeme většinou klasifikovat jako epidoty s obsahem 26–34% pistacitové komponenty. Ve střední části některých zrn přechází do allanitů. Dále je přítomen biotit s převahou flogopitové komponenty, manganem bohatý ilmenit (33–34% pyrofanitové složky), magnetit a křemen. Jako sekundární minerál se běžně vyskytuje chlorit.

FI studované v křemenech z poloh granátovců byly rozděleny na tři skupiny podle chemického složení a teplot homogenizace:

1. trojfázové nebo vzácněji dvoufázové obsahující systém $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{NaCl} (-\text{CH}_4, \text{N}_2)$;
2. sekundární dvoufázové FI s nízkou salinitou a nízkými teplotami homogenizace;
3. primární, nebo primárně-sekundární dvoufázové FI s nízkou salinitou a vysokými teplotami homogenizace.

Společně s okolními horninami prošly granátovce metamorfózou v amfibolitové facii a později byly postiženy metamorfózou ve facii zelených břidlic. Prográdní metamorfní reakce naznačuje složení minerálních inkluzí uvnitř granátů. Granát uzavírá inkluze minerálů epidotové skupiny s vyššími obsahy REE a Mn. Během prográdního vývoje vznikaly z manganem a železem bohatého protolitu epidoty s vysokými obsahy manganu a lokálně také REE. Teploty vrcholné fáze metamorfózy se pohybovaly kolem 540 až 600 °C a tlaky byly vyšší než 3 kbar. Během této metamorfní fáze vznikaly spesartinem bohaté granáty v důsledku metamorfních reakcí konzumujících minerály epidotové skupiny. Složení metamorfních fluid zjištěné z fluidních inkluzí uvnitř křemene indikuje vysokou aktivitu vody během vrcholu metamorfózy. Metamorfní fluida měla složení $\text{H}_2\text{O} = 82$ až 95 mol. %, $\text{CO}_2 = 4$ až 17 mol. %, $\text{NaCl} = 1$ až 2 mol. %. Během retrográdní fáze metamorfózy vznikal chlorit a lokálně mohlo docházet k deformaci a rekrystalizaci těchto hornin. Během závěrečných fází metamorfního vývoje hornina koexistovala s nízkoteplotními vodnými roztoky.

Poděkování

Autoři děkují S. Houzarovi a M. Slobodníkovi za kritické pročtení rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou grantu FRVŠ č. 2150 a projektu MŽP 6352: „Korelace litologicky kontrastních hornin v jednotkách krystalinika při sv. okraji moldanubika“ a záměru MK 00009482601. Velké poděkování patří také doc. Jiřímu Zimákovi za zapůjčení vzorků.

Literatura

- Bhattacharya, A. – Mohanty, L. – Maji, A. – Sen, S. K. – Raith, M. (1992): Non-ideal mixing in the phlogopite–annite-binary: constraints from experimental data on Mg–Fe partitioning and a reformulation of the biotite–garnet geothermometer. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 111 1, pp. 87–93.
- Bodnar, R. J. (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O–NaCl solutions. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 683–684.
- Bowers, T. S., Helgeson, H. C. (1983): Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O–CO₂–NaCl on phase relations in geologic systems: equation of state for H₂O–CO₂–NaCl fluids at high pressures and temperatures. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 1247–1275.
- Brown, Ph.E. (1989): FLINCOR: A fluid inclusion data reduction and exploration program (abstr.). – Second biennial Pan-American conference on research on fluid inclusions, program with abstracts: 14.
- Buriánek, D., Otava, J. (2007): Tři geneticky rozdílné typy granátovců z hlinské zóny a poličského krystalinika. *Acta Musei Moraviae, Scientae geologicae* 92, 143–150.
- Fleet, A. J. (1983): Hydrothermal and hydrogenous ferro-manganese deposits: do they form a continuum? The rare earth elements evidence. – In: Rona, P. A. – Boström, K. – Laubier, L. – Smith, K. L. (eds.): *Hydrothermal processes at seafloor spreading centers*, Plenum Press, New York, pp 535–555.
- Fojt, B. (2002): Páskované železné rudy v desenských rulách silezika: přehled názorů na jejich vznik; současný stav poznatků. – Sborník „Mineralogie Českého masivu a Západních Karpat 2002“, 17–24. Vydavatelství UP Olomouc.
- Grygar, R. – Vavro, M. (1995): Evolution of Lugosilesian Orocline (North-eastern periphery of the Bohemian Massif): Kinematics of Variscan deformation. – *Journ. Czech Geol. Soc.*, 40: 65–90. Praha.
- Cháb, J. – Fediuková, E. – Fišera, M. – Novotný, P. – Opletal, M. (1990): Variská orogeneze v sileziku. – *Sbor. geol. Věd. Lož. geol. Mineral.*, 29: 9–39.
- Keskinen, M – Liou, J. G. (1987): Stability relations of manganese-iron-aluminum piemontite. – *J Metamorphic Geol* 5: 495–507.
- Kretschmer, F. (1911): Das metamorphe Diorit- und Gabbromassiv in der Umgebung von Zöptau (Mähren). – *Jb. Geol. Reichsanst.*, 61, 53–179. Wien.
- Kröner, A. – Štípská, P. – Schulmann, K. – Jaeckel, P. (2000): Chronological constraints on the pre-Variscan evolution of the northeastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic. – In: Franke, W. – Haak, V. – Oncken, O. – Tanner, D. (eds): *Orogenetic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Geological Society, London. Special Publications, 179: 175–197.
- Liou, J. G. (1973): Synthesis and stability relations of epidote, Ca₂Al₃FeSi₃O₁₂(OH). *J Petrol* 14:381–413.
- Mücke, A. – Losos, Z. (2000): Polymorfně přepracované, páskované a silicifikované magnetitové rudy v desenských rulách (silesikum, Česká republika). – *Acta Mus. Moraviae, Sci. Geol.*, 85, 47–80. Brno.
- Mücke, A. – Losos, Z. (2007): The magnetite mineralizations of the Desná Group in the Silesicum, Czech Republic: petrographic, mineralogical, and geochemical studies and their genetic implications. – *Journal of Geosciences*, 52 (2007), 227–270.
- Petrík, I. – Broska, I. – Lipka, J. – Siman, P. (1995) Granitoid Allanite – (Ce) Substitution Relations, Redox Conditions and REE Distributions (on an Example of I-Type Granitoids, Western Carpathians, Slovakia). *Geologica Carpathica* 46: 79–94
- Plimer, I. R. (1984): The mineralogical history of the Broken Hill lode, N.S.W. *Australian Journal of Earth Sciences* 31, 379–402.
- Pouba, Z. (1951): Zpráva o výzkumu železných rud v jádru desenské klenby. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 27, 227–231. Praha.
- Pouba, Z. (1970): Pre-Cambrian banded magnetite ores of the Desná Dome. – *Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol.*, 12, 7–64. Praha.
- Roedder, E. (1984): Fluid inclusions. *Rev. Mineral.*, 12, 1–644.
- Sellner, F. (1930): Die Magnetitlagerstätten der tschecho-slowakischen Republik. III. Die Vorkommen im Altvatergebirge. A) Mönchenschächte bei Winkelsdorf. – *Z. prakt. Geol.*, 38, 7, 97–104. Berlin.
- Shepherd, T. J. – Rankin, A. H. – Alderton, D. H. M. (1985): A practical guide to fluid inclusion studies. – Blackie. Glasgow and London.
- Wing, B. – Ferry, J. M. – Harrison, T. M. (2003): Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites: petrology and geochronology. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 145 (2003), pp. 228–250.
- Zhang, Y. G. – Frantz, J. D. (1987): Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl–KCl–CaCl₂–H₂O using synthetic fluid inclusions. – *Chem. Geol.*, 64, 335–350.
- Zimák, J. – Fojt, B. (2002): Vernířovice – Zadní Hutisko. Železné rudy typu BIF v desenských rulách. – In: Zimák, J. – Novotný, P. – Fojt, B. – Novák, M. – Vávra, V. – Kopa, D. – Losos, Z. – Prinžová, E. – Skácel, J.: *Exkurzní průvodce po mineralogických lokalitách na Sobotínsku*, 61–65. Vydavatelství UP Olomouc.
- Zimák, J. (2002): Vernířovice – Jelení hřbet. Železné rudy typu BIF v desenských rulách. – In: Zimák, J. – Novotný, P. – Fojt, B. – Novák, M. – Vávra, V. – Kopa, D. – Losos, Z. – Prinžová, E. – Skácel, J.: *Exkurzní průvodce po mineralogických lokalitách na Sobotínsku*, 66–69. Vydavatelství UP Olomouc.