

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta
Ústav petrologie a strukturní geologie



MINERÁLNÍ ASOCIACE A PODMÍNKY VZNIKU METAMORFNÍCH SKARNŮ ČESKÉHO MASIVU

MINERAL ASSEMBLAGES AND CONDITIONS OF ORIGIN
OF METAMORPHIC SKARNS IN THE BOHEMIAN MASSIF

Bakalářská práce

Jan Bubal



Školitel: **Mgr. David Dolejš, Ph.D.**

Praha 2011

Prohlašuji, že jsem svou bakalářskou práci vypracoval samostatně a pouze s použitím citované literatury.

V Praze, dne 2.9. 2011,

Jan Bubal

Obrázek na titulní straně: Granát-pyroxenový skarn s pásy epidotu, lom Vlastějovice.

OBSAH

0. English summary	
1. Úvod	7
1.1. Terminologie a klasifikace	7
1.2. Stručná charakteristika skarnů v Českém masivu	9
1.2.1. Skarny v moldanubiku, svratecké antiklinále a kutnohorském krystaliniku	9
1.2.2. Skarny v krušnohorském krystaliniku	10
1.2.3. Skarny v oblasti krkonošsko-jizerského plutonu	10
1.3. Vznik skarnů	11
1.3.1. Kontaktní metamorfóza	11
1.3.2. Metasomatóza	12
1.3.3. Retrográdní alterace a případné ukládání rudních minerálů	12
1.3.4. Složení fluid ve skarnech	13
1.3.5. Stablní izotopy skarnů a jejich minerálů	13
1.3.6. Odhad <i>P-T</i> podmínek vzniku skarnů	14
1.4. Definice problému a cíle práce	15
2. Stručná charakteristika studovaných výskytů.....	16
3. Petrografie	17
3.1. Vlastějovice	17
3.2. Malešov	20
3.3. Měděnec a Černý Potok	23
4. Chemické složení horninotvorných minerálů.....	25
4.1. Metodika	25
4.2. Granát	25
4.3. Pyroxen	28
4.4. Amfibol	31
4.5. Magnetit	32
4.6. Ostatní minerály	33
5. Fázové rovnováhy a intenzivní veličiny	34
5.1. Univariantní termobarometrické rovnováhy	34
5.2. Intenzivní veličiny	35

5.3 Fázové diagramy	36
6. Diskuse	40
6.1. Původ skarnu	40
6.2. Vznik amfibolu	42
6.3. Rekonstrukce hydrotermálních událostí	44
7. Shrnutí	46
8. Poděkování	48
9. Seznam literatury	49
10. Přílohy	53
A. Seznam vzorků	53

0. ENGLISH SUMMARY

Calcic-iron skarns are a characteristic rock type of regional metamorphic complexes worldwide. In the Bohemian Massif, characteristic enrichment in Ca, Al, and Fe as well as mineral assemblages, textures are similar to their contact metamorphic counterparts but their origin remains unclear. In this thesis, we document petrography, mineral assemblages and chemistry of skarns and apply phase equilibrium models to reconstruct conditions of their formation. Skarns at Vlastějovice (Moldanubian zone), Malešov (Kutná Hora complex) and Měděnec (Saxothuringian zone) contain primary assemblage of garnet, clinopyroxene and magnetite, followed by crystallization of amphibole, epidote, formation of carbonate veins, and silicification. Some of these phenomena are related to the emplacement and fluid release from dykes of granitic pegmatites.

Garnet represents the most abundant rock-forming minerals. Primary fine-grained aggregates (Gr₃₀-50Alm₃₀-40And₁₀-30) are often recrystallized into euhedral grains or monomineralic masses with preserved chemical zoning (Gr₀₅-30Alm₁-30And₄₀-90). At the Měděnec locality, garnets evolved towards andradite-skigaite composition. Clinopyroxene belongs to the diopside-hedenbergite series, and its composition ranges from Di₅₀Hd₅₀ (Měděnec) to Di₁₀Hd₉₀ (Vlastějovice, Malešov). The clinopyroxene composition varies, notably in its Na, Al abundances. Primary clinopyroxene is rich in jadeite and aegirine, whereas the recrystallized grains contain variable amounts of Ca-Tschermak end-member. Amphibole (sodic or potassic hastingsite) forms by anisochemical replacement of clinopyroxene. Late amphiboles of actinolite composition form simultaneously with albite by hastingsite breakdown.

The pressure-temperature conditions of formation of individual mineral assemblages were determined from univariant equilibria among pure phases or solution end-members using relevant activity-composition relationships. The primary assemblage of garnet-clinopyroxene (Alm₃₀)-magnetite is stable at 670 °C and 10 kbar. The replacement by hastingsite has occurred at 550 °C and 5.9 kbar and it is interpreted as related to the fluid release from granite pegmatite dykes. Precipitation of actinolite-albite veins, determined from coexisting hastingsite-actinolite pairs, occurred at 440 °C and 4 kbar. Finally, calcian garnets were replaced by epidote under greenschist facies conditions.

The calculation of pressure-temperature phase diagrams by Gibbs energy minimization revealed that almandine-bearing garnets are only stable under amphibole and granulite facies conditions. A hypothetical precursor were chlorite-amphibole-andradite-clinopyroxene rocks producing large amounts of magnetite and almandine-bearing garnet during prograde dehydration reactions. In contrast, cooling and exhumation of skarns is expected to lead to the formation of amphibole, plagioclase, and epidote. We propose that monomineralic magnetite bodies formed by metasomatic replacement at high-grade metamorphic conditions. Magnetite in skarns is enriched in Al and Si, depleted in siderophile (V, Cr) and chalcophile elements. This composition pattern overlaps with that of contact

metasomatic skarns and the absence of Cu, Zn, Ti and Cr precludes their origin in volcanosedimentary or exhalative environments.

1. ÚVOD

1.1. Terminologie a klasifikace

Termín skarn zavedený do literatury Törnebohm (1875), který tak původně označoval jalovinu na ložiskách železných rud ve Švédsku, zahrnuje texturně pestrou škálu hornin složenou z Ca-Mg-Fe-Al silikátů. Vznik charakteristické minerální asociace (granát, klinopyroxen, případně amfibol a epidot) je předpokládán na základě látkové výměny mezi karbonátovými a silikátovými horninami, obvykle v termálních aureolách plutonů (Einaudi et al., 1981; Einaudi and Burt, 1982; Meinert, 1992; Houzar, 1998; Meinert et al., 2005).

V moderním pojetí jsou skarny zařazovány mezi horniny vzniklé metasomatózou, která zahrnuje metamorfní procesy způsobující alteraci původní horniny doprovázenou změnami chemického složení jako výsledek její interakce s fluidy (Fettes, 2007). Původ a vznik skarnů však stále zůstává málo objasněn, protože jde často o horniny s vícefázovou progradní a retrogradní metamorfní historií (Koutek, 1950; Němec, 1963a).

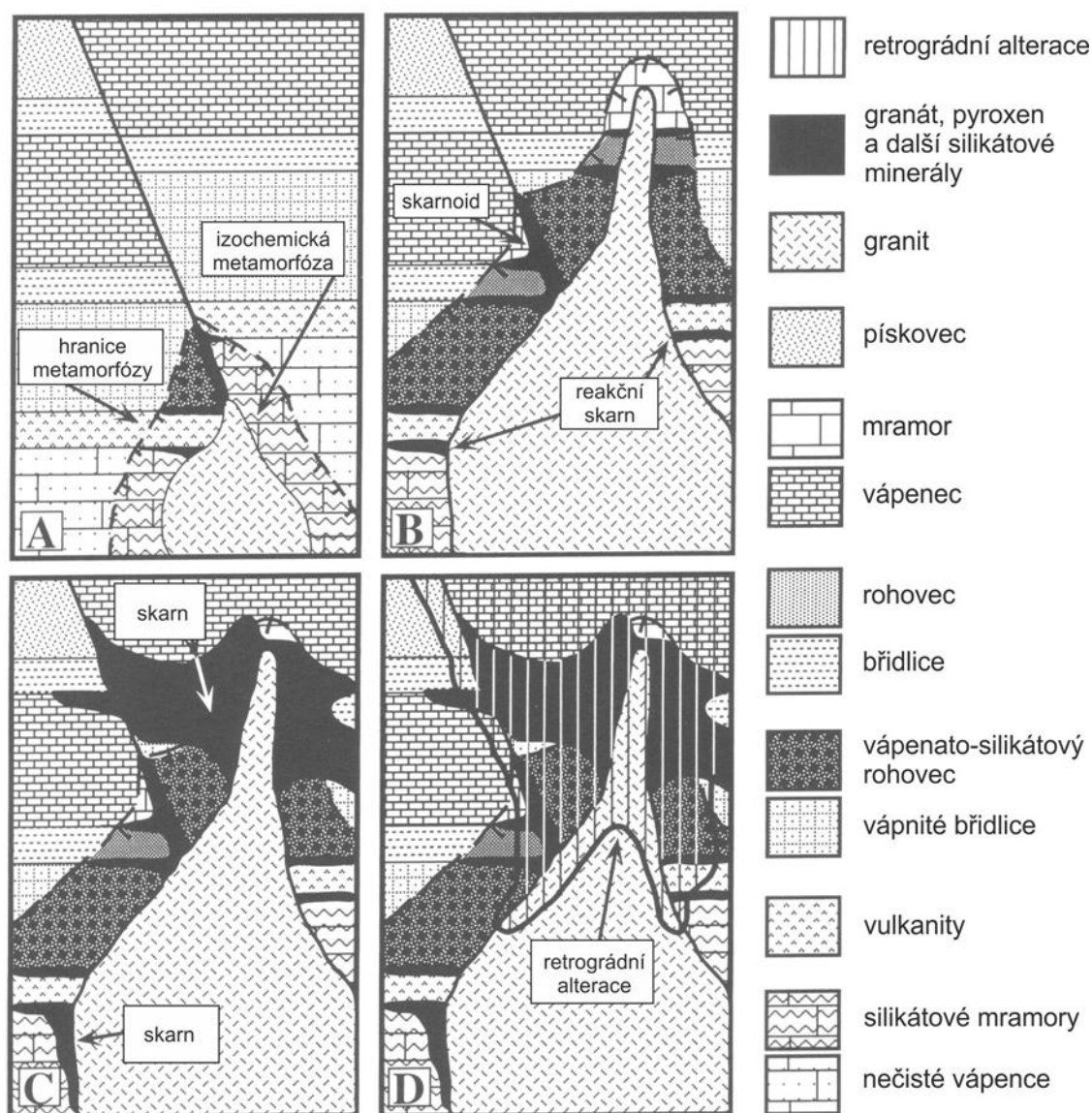
Spojení skarnů s rudami různých kovů vedlo k definici tzv. skarnových ložisek. V závislosti na chemickém složení a geodynamické pozici hostitelských intruzí obsahují skarny sedm základních typů zrudnění: Fe, Au, Cu, Zn-Pb, W, Mo, Sn. Ale existují i skarny bez doprovodu výraznějších akumulací rudních minerálů (Einaudi et al., 1981; Meinert, 1992; Houzar, 1998; Meinert et al., 2005).

Skarny a jim podobné horniny klasifikujeme na základě jejich geneze, chemického a minerálního složení a původu nebo složení jejich protolitu.

Na kontaktech karbonátových a silikátových hornin lze rozlišit tzv. endoskarn a exoskarn. Endoskarn vzniká na úkor silikátové horniny, zatímco exoskarn vzniká přeměnou karbonátové horniny (Einaudi a Burt, 1982). Toto rozdělení je praktické pro tělesa skarnů vyvinutá na kontaktech intruzí a karbonátů; v Českém masívu skarny představují exoskarny, často bez přímé prostorové vazby na tělesa intruzivních hornin.

Podle chemického složení dělíme "pravé" skarny na hořečnaté typy (*magnesian skarns*), vzniklé na kontaktu s Mg-karbonátovou horninou (dolomity, magnezity), a vápenaté typy (*calcic skarns*), vyvinuté na kontaktu s vápenci a mramory chudými na Mg (Zharikov 1959, 1970, 1991; Meinert et al., 2005). Mg-skarny jsou typické Mg-bohatou minerální asociací, zastoupenou především diopsidem, forsteritem, flogopitem a Mg-spinelem, naopak vápenaté skarny charakterizuje asociace granát (grosulár-andradit) a klinopyroxen (diopsid-hedenbergit). Vzácně se vyskytují Mn-skarny jako analog Mg-skarnů, ve kterých je hořčík kompletně nahrazen manganem (Meinert et al., 2005; Fettes, 2007). Trochu stranou mimo uvedené typy si stojí albit-skapolitové skarny, které se vyznačují intenzivní Cl-Na metasomatózou (Zitzmann, 1977).

Z genetického hlediska rozlišujeme skarny regionálně metamorfované, u nás označované jako erlány a skarny kontaktně metasomatické, u nás označované jako skarny *sensu stricto*. Erlány popisuje Hejtman (1962) jako regionálně metamorfované horniny se základní asociací plagioklas(-draselný živec)-křemen-diopsid.

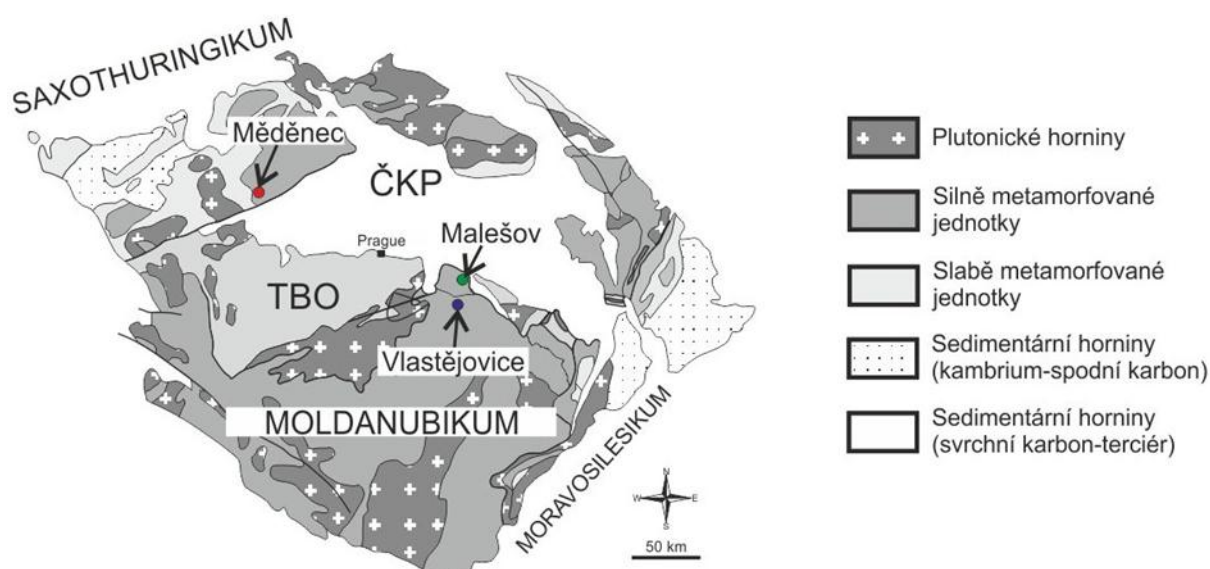


Obr. 1: Vývojové fáze skarnu asociovaného s granitovým plutonem (dle Meinert et al., 2005). A. Počáteční intruze způsobující metamorfózu sedimentárních hornin. B. Metamorfní rekrystalizace a fázové změny odrážející složení protolitu s bimetasomatózou a cirkulací fluid tvořící různé vápenato-silikátové minerály (reakční skarn a skarnoid). C. Krystalizace a uvolnění vodné fáze má za následek vznik fluidy kontrolovaného metasomatického skarnu. D. Chladnutí plutonu a cirkulace chladnější meteorické vody může způsobovat retrográdní alteraci metamorfní i metasomatické vápenato-silikátové mineralizace.

Termín erlán ukazuje na příbuznost (pokud jde o složení a stavbu) s erlány kontaktně metamorfovanými (*taktity*), (Hejtman, 1962; Bernard, 2000). Ve světě jsou naproti tomu definovány jemnozrné vápenato-silikátové rohovce (*calc-silicate hornfels*), (Einaudi a Burt, 1982; Meinert, 1992; Houzar, 1998; Meinert et al., 2005), se kterými jsou erlány velmi často a nesprávně srovnávány (Hejtman, 1962). Mezi vápenato-silikátové horniny jsou ještě zařazovány reakční skarny (*reaction skarns*), které vznikají látkovou výměnou mezi karbonátovou a silikátovou horninou v metamorfních podmínkách (Einaudi a Burt, 1982; Meinert et al., 2005) a skarnoidy (obr. 1) tvořící přechodný článek mezi vápenato-silikátovými rohovci a skarny *sensu stricto* (Zharikov, 1970; Meinert, 1992; Meinert, et al., 2005).

1.2. Stručná charakteristika skarnů v Českém masivu

Skarny jsou v Českém masivu soustředěny hlavně v s. a v. části moldanubika, v přilehlém kutnohorském krystaliniku a v komplexu svratecké antiklinály. Další výskyty skarnů jsou v centrální části krušnohorského krystalinika. Menšího významu dosahují skarny v oblasti krkonoško-jizerského plutonu (Bernard a Pouba, 1986; Němec, 1991; Bernard, 2000; Pertoldová et al., 2009).



Obr. 2: Mapa Českého masivu; vyznačené jsou hlavní jednotky a studované lokality (zkratky: TBO - tepelsko-barrandienská oblast, ČKP – Česká křídlová pánev).

1.2.1. Skarny v moldanubiku, svratecké antiklinále a kutnohorském krystaliniku

Skarny v těchto oblastech vystupují jako asymetrická (deskovitá nebo čočkovitá) tělesa o délce od několika desítek do několika set metrů. Jejich mocnost je maximálně několik desítek metrů (Němec, 1973; Bernard a Pouba, 1986). Uložení skarnových těles je konkordantní, jsou umístěna v parasériích, někdy silně migmatitizovaných, často v těsné blízkosti ortorul představujících původní granitoidní horniny (Němec, 1963a, 1973, 1991). Vnější obal skarnových těles tvoří většinou rohovce a mohou být pokládány za přechodní typ mezi skarnem a okolními rulami (Němec, 1964). Skarny jsou často v asociaci s mramory, které dosahují i několikametrových mocností (Koutek, 1950; Němec, 1964, 1991). Skarnová tělesa tvořená klinopyroxenem, granátem, a v podružné míře amfibolem nebo epidotem mají znatelnou zonálnost s proměnlivým minerálním složením. Některé zóny mohou obsahovat větší akumulace magnetitu. Textura skarnů je masivní nebo páskovaná, proto rozlišujeme granát-pyroxenové, "granátové", "pyroxenové", popř. "amfibolové" a amfibol-magnetitové skarny.

Z chemického hlediska převládají vápenaté skarny, zatímco hořečnaté typy jsou součástí některých skarnových těles hlavně v okolí Moravského Krumlova (např. Kordula, Višňová a Slatina) a samostatně nebyly zjištěny (Němec 1973, Bernard a Pouba, 1986).

Zrudnění magnetitu je většinou vázáno na pyroxenové skarny, vzácně i na hořečnaté typy (diopsidické, forsteritické aj.), (Němec, 1963b; Němec, 1973; Bernard a Pouba, 1986). Granátové skarny jsou zpravidla magnetitem chudé, výjimkou je lokalita Vlastějovice s bohatým zrudněním vázaným na granátový skarn (Němec, 1973; Bernard a Pouba, 1986). Magnetit může být rozptýlen ve skarnu, tvořit síť drobných žilek nebo vytvářet kompaktní agregáty. Není nikdy martitizován a hematit byl zjištěn jen sporadicky ve skarnech svratecké antiklinály (Němec, 1973).

Sulfidické minerály se vyskytují jako impregnace a žilky v puklinách, většinou v podřadném množství. Nejrozšířenějším sulfidem je pyrhotin, méně časté jsou pyrit a chalkopyrit, řidce se vyskytují ostatní sulfidy (např. sfalerit, kobaltin), (Němec, 1973; Bernard, 2000).

1.2.2. Skarny v krušnohorském krystaliniku

Skarny ve střední části Krušných hor se vyskytují ve dvou nesouvislých pásmech: v okolí Vejprt a Černého Potoka, a mezi Měděncem a Velkým Špičákem (Zemánek, 1956, 1959). Bernard a Pouba (1986) ještě uvádějí skarnové výskyty v oblasti Božího Daru, Zlatého kopce a Jáchymova. Skarny tvoří čočkovitá tělesa, která mohou být až několik set metrů dlouhá a několik desítek metrů mocná; jsou uložena v regionálně metamorfovaných horninách (migmatity, svory, ortoruly, pararuly), (Kotková, 1987, 1991).

Jedná se převážně o vápenaté skarny tvořené klinopyroxenem a granátem (grosulár-andradit), dále amfibolem (ferohornblend-aktinolit) a epidotem (Chrt, 1959; Kotková, 1991). Podle minerálních asociací se zde vyskytují "pyroxenové" skarny, "granátové" skarny, a jejich smíšené variety, epidot-pyroxenové, "amfibolové" a epidot-amfibolové typy.

Hlavním nositelem zrudnění je magnetit, který je vázán na pyroxenové skarny (Kotková, 1987, 1991). Tvoří zrnité a masivní polohy, které mohou být až několik metrů mocné. Pro skarny v okolí Měděnce je charakteristické sulfidické zrudnění, reprezentované především chalkopyritem, méně pyritem a arsenopyritem (Chrt, 1959; Kotková, 1987). V okolí Černého Potoka je magnetitová ruda doprovázena hematitem (Zemánek, 1956).

1.2.3. Skarny v oblasti krkonošsko-jizerského plutonu

Skarnová ložiska tvoří čočkovitá tělesa proměnlivé délky (od několika metrů až do 200 m) a mocnosti (několik centimetrů až 20 m), která jsou uložena v regionálně metamorfovaných horninách (fylity, svory, ruly s vložkami mramorů, amfibolitů, kvarcitů a erlánů), (Pošmourný, 1982; Bernard a Pouba, 1986; Bernard, 2000). V minerální asociaci je zastoupen především granát (andradit), klinopyroxen (diopsid, salit), epidot a amfibol (hornblend, tremolit), případně další Ca-Mg-Fe silikáty (např. klinozoisit). Kromě typických skarnových typů s primární mineralizací se hojně spolu se skarny vyskytují erlány.

Hlavní rudní složkou je magnetit, který je někdy částečně martitizován. Často vytváří paralelně uspořádané nahloučeniny nebo hnízda. Charakteristická je pro tato ložiska přítomnost sulfidů, hlavně pyrhotinu, chalkopyritu a pyritu; vzácněji jsou zastoupeny kasiterit, sfalerit, galenit a arsenopyrit (Pošmourný, 1982; Bernard a Pouba, 1986). Na

některých ložiskách v oblasti krkonoško-jizerského plutonu představují sulfidy hlavní rudní složku skarnu (Obří důl).

1.3. Vznik skarnů

Otázka vzniku skarnů v regionálně metamorfovaných komplexech zůstává stále otevřená (Zoubek, 1946; Pertoldová et al., 1998). Interpretaci jejich vzniku stěžuje, že jsou často neznámého stáří a prodělaly spolu s ostatními horninovými komplexy několik metamorfních (často i retrográdních) fází, které ovlivnily nebo setřely primární znaky, příp. došlo k látkovému přenosu (Koutek, 1950; Němec, 1963; Pertoldová et al., 2009).

Pro skarny můžeme uvažovat vznik v uzavřeném systému metamorfózou Ca- a Fe-bohatých protolitů, např. sedimentárně exhalčního původu (Zoubek, 1946; Klomínský a Sattran, 1963; Pertold a Pouba, 1982; Pertoldová, 1986; Kotková, 1991; Potužák, 1996; Pertoldová et al., 1998; Pertold et al., 1997; Drahotka et al., 2005; Pertoldová et al., 2009) nebo v otevřeném systému metasomatózou vápenců, resp. mramorů s přínosem chemických složek v hydrotermálních roztocích. Tento názor vznikl vlivem úzkého vztahu skarnů s mramory, ortorulami a migmatity (Koutek, 1950, 1952; Zemánek, 1959; Němec, 1960, 1963, 1964 a, 1964 b, 1991, 1996; a Žáček, 1997).

Mezi procesy, které navrhují možné vysvětlení vzniku vápenato-silikátových hornin, tedy i skarnů, zahrnujeme (Einaudi et al., 1981): (i) metamorfní rekrystalizaci vápníkem bohatých hornin (nečisté vápence, slíny) s malým nebo téměř žádným přínosem chemických komponent. Takovým způsobem vznikají *vápenato-silikátové rohovce* nebo *skarnoidy* (Zharikov, 1970); (ii) lokální výměnu komponent na horninovém rozhraní za vyšších stupňů regionální nebo kontaktní metamorfózy. Produktem těchto procesů jsou *reakční skarny* (Magnusson, 1960); (iii) reakci mezi magmatem a karbonátovými horninami za vysokých teplot, při níž dochází k lokální výměně chemických komponent (Tilley, 1951; Watanabe, 1960) a (iv) plošně rozsáhlý přenos chemických komponent v širokém teplotním rozsahu za účasti hydrotermálních roztoků (Watanabe, 1960).

Skarny s. s. jsou produktem posledních dvou procesů. Pozorováním jejich základních rozdílů v uložení, velikosti, struktuře a mineralogii byl navrhnout model, který nám může přiblížit vývojové etapy skarnových hornin. Ten má tři základní fáze (Einaudi et al., 1981; Meinert et al. 2005): (i) isochemická kontaktní metamorfóza doprovázející vmístění magmatu; (ii) metasomatóza (vznik skarnu) doprovázející krystalizaci z magmatu a vývoj rudních roztoků; (iii) retrográdní alterace doprovázející konečné chladnutí systému.

1.3.1 Kontaktní metamorfóza

Jak magma intruduje do horních pater kůry, kontaktní metamorfóza tvoří termální aureolu složenou převážně z Ca(Mg)-Al silikátů. Tyto železem chudé vápenato-silikátové horniny a rohovce vznikají v počátečních metamorfních fázích. Metamorfní aureola může dosahovat do vzdálenosti až několika kilometrů od intrudovaného tělesa a složení metamorfovaných vápenato-silikátových hornin odráží složení původního protolitu. Horniny jsou převážně chudé na rudní minerály; tato fáze může být však pro jejich pozdní tvorbu

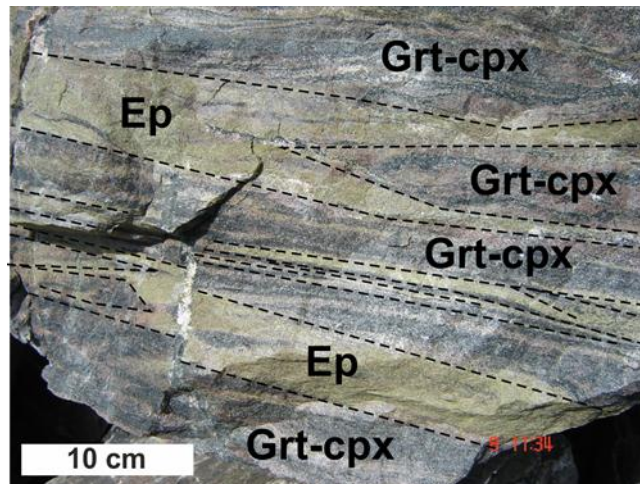
důležitá. Jedná se totiž o křehké horniny, které podléhají snadno frakturaci během pokračujícího vmístění magmatu (Einaudi et al., 1981). Tyto fraktury můžou později sloužit ke koncentraci rudních minerálů. Probíhající metamorfní reakce zahrnují pouze změny v obsahu volatilních komponent přítomných v hornině (O_2 , CO_2 a H_2O), které jsou funkcí P - T podmínek a fugacit těchto volatilních komponent (Einaudi, 1981).

1.3.2. Metasomatóza

Metasomatózu způsobuje fluidní fáze, která se uvolňuje při tuhnutí magmatu. Tato fluida, která se mohou mísit s metamorfní nebo v pozdější fázi s meteorickou vodou (Taylor, 1980), vystupují podél vnitřního kontaktu s intruzí a infiltrují okolní horniny. Endoskarn vzniká v intruzi a v mezivrstevních rohových za přínosu vápníku z karbonátové horniny, exoskarn se tvoří v karbonátové hornině za přínosu především železa, hliníku a křemíku (Einaudi et al., 1981). Interakce skarnotvorných fluid s dolomitem vede ke vzniku hořečnatého skarnu, který charakterizuje minerální asociace klinopyroxen, forsterit a kalcit, zatímco interakcí s vápenci vzniká vápenatý skarn s granátem a klinopyroxenem. Ukládání rudních minerálů zpravidla začíná již v této fázi (Zharikov, 1970), ale vrcholí až během poslední destruktivní fáze. Charakteristickým opakním minerálem vznikajícího skarnu je magnetit, který nahrazuje andradit ve vápenatém skarnu nebo je doprovázen především hořečnatými minerály ve forsteritové zóně hořečnatého skarnu. Sulfidické minerály nejsou pro tuto fázi typické, ale můžou vznikat sulfidy s nízkým obsahem síry jako pyrhotin, bornit a chalkopyrit v andraditové zóně nebo sfalerit v pyroxenové zóně vápenatého skarnu. Scheelit v této železem bohaté progradní fázi chybí (Einaudi et al., 1981). Probíhající metasomatické reakce na rozdíl od metamorfních způsobují změnu v obsahu nevolatilních komponent (Ca, Fe, Si) v hornině.

1.3.3. Retrogradní alterace a případné ukládání rudních minerálů

Hlavní perioda ukládání sulfidických rud obecně následuje zastavením tvorby skarnu (Zharikov, 1970) a je od začátku doprovázena hydro-alterací skarnových minerálů a hydrolytickou alterací asociovaných intruzí. Depozice sulfidů a alterace skarnů je kontrolována strukturně, ale v některých případech zasahují uložené sulfidy do mramorů nebo rohových. Alterační produkty typicky odrážejí složení původních skarnových silikátů modifikovaných loužením vápníku a přínosem volatilních komponent: železem chudý epidot, chlorit a kalcit nahrazují grossulár; křemen, oxidy železa a kalcit vytlačují andradit a biotit-hornblend-plagioklas almandin; tremolit-aktinolit a případně mastek nahrazují diopsid; ferroaktinolit nahrazuje hedenbergit a serpentinit vytlačuje forsterit. Tyto retrogradní reakce vedou k zatlačení vápníkem bohatých silikátů a k následnému loužení vápníku do roztoku (Einaudi et al., 1981). Takhle uvolněný vápník může způsobovat pozdní srážení scheelitu. Srážení sulfidů může naopak klesnout nebo se úplně zastavit se změnou teploty, lokálními oxidačně-redukčními reakcemi nebo neutralizací hydrotermálních roztoků na kontaktu s mramorem.



Obr. 3: Retrográdní alterace způsobující vznik epidotových žilek v granát-pyroxenovém skarnu.

1.3.4. Složení fluid ve skarnech

Studie fluidních inkluzí na rudních ložiskách se zaměřují na takové minerály jako jsou křemen, karbonáty nebo fluorit. Hlavním důvodem je, že tyto minerály obsahují četné fluidní inkluze, jsou relativně transparentní a jsou stabilní v širokém rozsahu teplot a tlaků. Nicméně stabilita ve velkém rozsahu P - T podmínek může způsobovat problémy, protože minerál neustále roste a zachytává fluida z širokého spektra teplotně-tlakových událostí. Skarnové minerály jako jsou např. andradit a diopsid zachytávají většinou pouze pozdní nízkoteplotní fluida způsobující alteraci. Tato fluida nevyprávějí o podmínkách vzniku primárního skarnu, a proto nejsou skarnové minerály ke studiu fluidních inkluzí nejvhodnější (Meinert et al., 2005).

Fluidní inkluze poskytují záznamy změn teplot a salinity ve skarnových systémech mezi prográdní a retrográdní fází. Meinert et al. (2003) uvádí, že skarnová ložiska charakterizují dvě odlišné fáze. První je prográdní fáze s bezvodými minerály jako jsou granát a pyroxen, které jsou tvořeny za přispění vysokoteplotních a hypersalinních roztoků. Druhou je retrográdní fáze s vodnatými minerály (epidot, amfibol) vznikajícími za nižších teplot a za účasti roztoků s nízkou salinitou. Fluidní inkluze asociované s granátem nebo pyroxenem tedy dosahují typicky vysokých homogenizačních teplot (500 °C, ale můžou přesahovat i 700 °C) se salinitou až 50 hm. % NaCl eq. Tato fluida magmatického původu jsou obohacena o Si, K, Na, Al, Fe, Mg a ochuzena o Ca, ^{18}O a CO_2 (vztaženo k protolitu). Naopak retrográdní epidot bude mít homogenizační teploty o několik stovek stupňů nižší (do 250 °C) se salinitou méně než 25 hm. % NaCl eq. (Singoyi a Zaw, 2001). K podobným výsledkům došli např. Pons et al. (2009) na ložisku Vegas Peladas v Argentině, které je typickým představitelem granát-pyroxenového skarnu.

1.3.5. Stabilní izotopy skarnů a jejich minerálů

Pro téměř všechny skarny je charakteristické zatlačení karbonátových hornin bohatých ^{18}O skarnovými silikáty. To je doprovázeno významným úbytkem ^{18}O , který vede ke změně hodnot $\delta^{18}\text{O}$ na takové, které jsou blízké ekvibraci s přilehlou magmatickou intruzí (Bowman, 1998). Stabilní izotopy kyslíku a vodíku indikují, že fluida zodpovědná za tvorbu

prográdního skarnu mají dominantní obsah magmatické vody. To odpovídá rozsahu hodnot $\delta^{18}\text{O}$ 4-9 ‰ SMOW pro granát a pyroxen. Po vzniku primární skarnové asociace se postupem času a poklesem teploty začíná ve fluidech stávat dominantnější meteorická voda. Míšení fluid magmatického původu s meteorickou vodou je typické pro retrográdní skarnovou mineralizaci (amfibol, epidot). To dobře odpovídá hodnotám stabilních izotopů pro minerály skarnu ve Vegas Peladas v Argentině (Pons et al., 2009), které jsou 5,6 ‰ pro granát, 2,9-4,5 ‰ pro aktinolit, 0,9-3,1 ‰ pro epidot a -2,7 až 0 ‰ pro magnetit. Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ pro magnetit jsou na mnoha skarnových ložiskách velmi nízké (Tornos et al., 2000; Wang a Williams, 2001; Niiranen et al., 2005), ale tyto hodnoty nevyvracejí magmatický původ fluid (hodnoty $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ u magnetitu se pohybují v rozmezí 4,81-11,1 ‰-to znamená magmatický původ).

Podobné míšení existuje pro hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ u kalcitu, které dosahují typicky sedimentárních hodnot ve vápencích ležících mimo skarny, ale mohou dosahovat i typicky magmatických hodnot v kalcitu, který se vyskytuje společně s prográdním granátem a pyroxenem (Brown et al., 1985; Baker a Lang, 2003). Podobně se můžou chovat i retrográdní minerály-amfibol a epidot, které vznikají z primární skarnové mineralizace.

Stabilní izotopy síry ze sulfidických minerálů (např. pyritu, pyrhotinu, molybdenitu, chalkopyritu, sfaleritu, bornitu, arzenopyritu a galenitu) mají velmi úzké rozpětí hodnot $\delta^{34}\text{S}$, které odpovídá síře magmatického původu (Shimazaki a Sakai, 1984).

Stabilní izotopy (hlavně kyslíku) byly studovány i ve skarnech Českého masivu. Primárně byly využity k určení charakteru a zdroje skarnotvorných roztoků, druhotně sloužily k výpočtu teplot ekvibrace skarnů a okolních hornin. Hodnoty stabilních izotopů byly publikovány v pracích Pertolda et al. (1997), Pertoldové et al. (1998), Drahoty et al. (2005) a Pertoldové et al. (2009) pro skarny z oblasti moldanubika a svratecké antiklinály. Velmi nízký rozsah hodnot $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (pro pyroxen 0,2 až 4,4 ‰, granát -0,3 až 4 ‰ a magnetit -3,3 až 2,0 ‰) vedl k názoru, že izotopické složení kyslíku skarnových silikátů není shodné s představou kontaktně metasomatického původu skarnů. Domnívají se, že kyslík nepochází z metamorfních roztoků, které byly v rovnováze s okolními ortorulami a migmatity, a označují prekursor skarnů jako původní součást parasérie, která vznikla v sedimentárně-exhalačním prostředí. Argumentují tím, že minerály reakčního skarnu z lokality Vápenka a scheelitem bohatého skarnu z lokality Vrbík mají vysoké hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ (6-10 ‰), které se shodují s izotopovým složením granitoidních hornin.

1.3.6. Odhad *P-T* podmínek vzniku skarnů

Petrograficko-analytické studie kombinované se studiem fluidních inkluzí a stabilních izotopů nám pomáhají odhadnout *P-T* podmínky během vývoje skarnu. Zahraniční autoři uvádějí, že prográdní skarnová mineralizace (granát-klinopyroxen) vzniká při teplotách v rozmezí 650-400 °C. Vyšší teploty jsou indikovány pro hlouběji uložené skarny ($p = 1-3$ kb), nižší teploty odpovídají tlakovým podmínkám 0,3-1 kb. Retrográdní alterace pak probíhá při teplotách 450-300 °C a za působení hydrostatického tlaku. Pokud se tvoří pozdní křemen-karbonátová mineralizace děje se tak při teplotách odpovídajících 300-100 °C (Verkaeren a Bartholomé, 1979; Einaudi et al., 1981; Pons et al., 2009).

Nejnovější data v podobě odvozených teplotně-tlakových podmínek pro skarny v Českém masívu se objevují v práci Pertoldové et al. (2009), která navazuje na práce Pertolda et al. (1997), Pertoldové et al. (1998) a Drahoty et al. (2005). Vypočítané teploty a tlaky pro vznik primární skarnové parageneze granát-klinopyroxen odpovídají podmínkám vyšší amfibolitové facie (600-700 °C, 12 kb). Pertold et al. (1997) a Drahoty et al. (2005) dokonce uvádějí, že vrchol regionální metamorfózy mohl dosahovat i teplot vyšších než 800 °C při maximálním tlaku 14 kb. Drahoty et al. (2005) pak ještě charakterizuje mladší retrográdní metamorfózu, která proběhla při teplotě 520-560 °C a tlaku odpovídajícímu 5,3-5,6 kb. Kotková (1987) odvodila teplotně-tlakové podmínky pro krušnohorské skarny, kde vymezuje vznik prográdní skarnové mineralizace v podmínkách amfibolitové facie (550-600 °C).

1.4. Definice problému a cíle práce

Cílem této práce je charakterizovat hlavní intenzivní termodynamické veličiny vzniku skarnů, tj. teplotu a tlak. Aplikace výše uvedených termodynamických veličin, petrografie a současných poznatků nám umožnila rekonstruovat procesy, které probíhali během vzniku a vývoje skarnů v Českém masívu.

Úvodní kapitola představuje rešeršní část této práce a shrnuje dosavadní výzkum týkající se problematiky skarnů na našem území i v zahraničí. Druhá kapitola stručně charakterizuje studované výskyty v Českém masívu, třetí pak podává petrologické zpracování materiálu na základě mikroskopického studia výbrusů. Čtvrtá kapitola interpretuje chemické a minerální složení hlavních typů skarnů. V páté kapitole jsou pak diskutovány a interpretovány minerální rovnovážné vztahy za účelem zjištění teplot a tlaků, na které navazuje výpočet teplotně tlakových fázových diagramů. V šesté kapitole je diskutován možný původ skarnů, jejich potenciální protolit a vznik prográdní i retrográdní asociace. Sedmá kapitola shrnuje hlavní výsledky naší práce.

2. STRUČNÁ CHARAKTERISTIKA STUDOVANÝCH VÝSKYTŮ

Vlastějovice – v minulosti bylo ložisko otevřeno důlním dílem, které sloužilo k těžbě magnetitu. Dnes těží skarnovou surovinu na drcené kamenivo dva činné lomy, které otvírají největší skarnová tělesa v okolí Vlastějovic (ložisko Holý vrch a magdalenské). Oba skarny tvoří čočky o rozměru několik set metrů a mocnosti přes 100 m, které jsou uloženy v horninách pestré série moldanubika (pararuly, ortoruly, amfibolity). Z chemického hlediska se jedná o Ca-Fe skarny; jsou tvořeny granátem a klinopyroxenem, v menší míře je zastoupen amfibol, epidot a magnetit. Tyto minerály vytvářejí monominerální partie nebo různé typy páskovaného skarnu. Magnetit je ve skarnu rozptýlen a tvoří šmouhy až čočky lité rudy. Pro vlastějovický skarn jsou typické pegmatity, které hojně proráží skarnová tělesa.

Malešov – ložisko bylo v minulosti otevřeno hlubinným důlním dílem, které sloužilo k těžbě magnetitu; důlní dílo je stále přístupné. Jedná se asi o 300 m mocné nehomogenní těleso, které je uloženo v okolním rulovém a migmatitovém komplexu kutnohorského krystalinika (dvojslídne pararuly a migmatity). Hlavními skarnovými minerály jsou opět granát a klinopyroxen, méně jsou pak zastoupeny amfibol, epidot a magnetit. Magnetit je ve skarnu většinou nepravidelně vtoušený nebo se koncentruje do mocnějších poloh. Obsahuje v malém množství mladší sulfidy, jako např. pyrhotin, pyrit nebo chalkopyrit. Skarnové těleso je proráženo pegmatitovými žilami, ale ne tak významně jako skarny ve Vlastějovicích.

Měděnec – v okolí Měděnce probíhala těžba již od 14. století a přetrvala až do konce 20. století. Kromě magnetitu byly středem pozornosti sulfidické rudy (chalkopyrit a pyrit), které tvořily nevelké čočky a hnízda v magnetitu a dále stříbrné rudy vázané na polymetalické žíly; na konci 20. století se přešlo na těžbu granátických svorů, z kterých byl získáván granátový a muskovitický koncentrát. Skarnové těleso čočkovitého tvaru o délce cca 430m a mocnosti až 80m je uloženo v regionálně metamorfovaných horninách (migmatity, svorové ruly, svory, pararuly). Prográdní skarnová mineralizace je opět tvořena granátem, klinopyroxenem a magnetitem, retrográdní pak amfibolem a epidotem. Hlavním rudním minerálem je magnetit tvořící zrnité a masivní agregáty; významné je i sulfidické zrudnění, tvořené především chalkopyritem, méně pyritem a arsenopyritem (Chrt, 1959; Kotková, 1987).

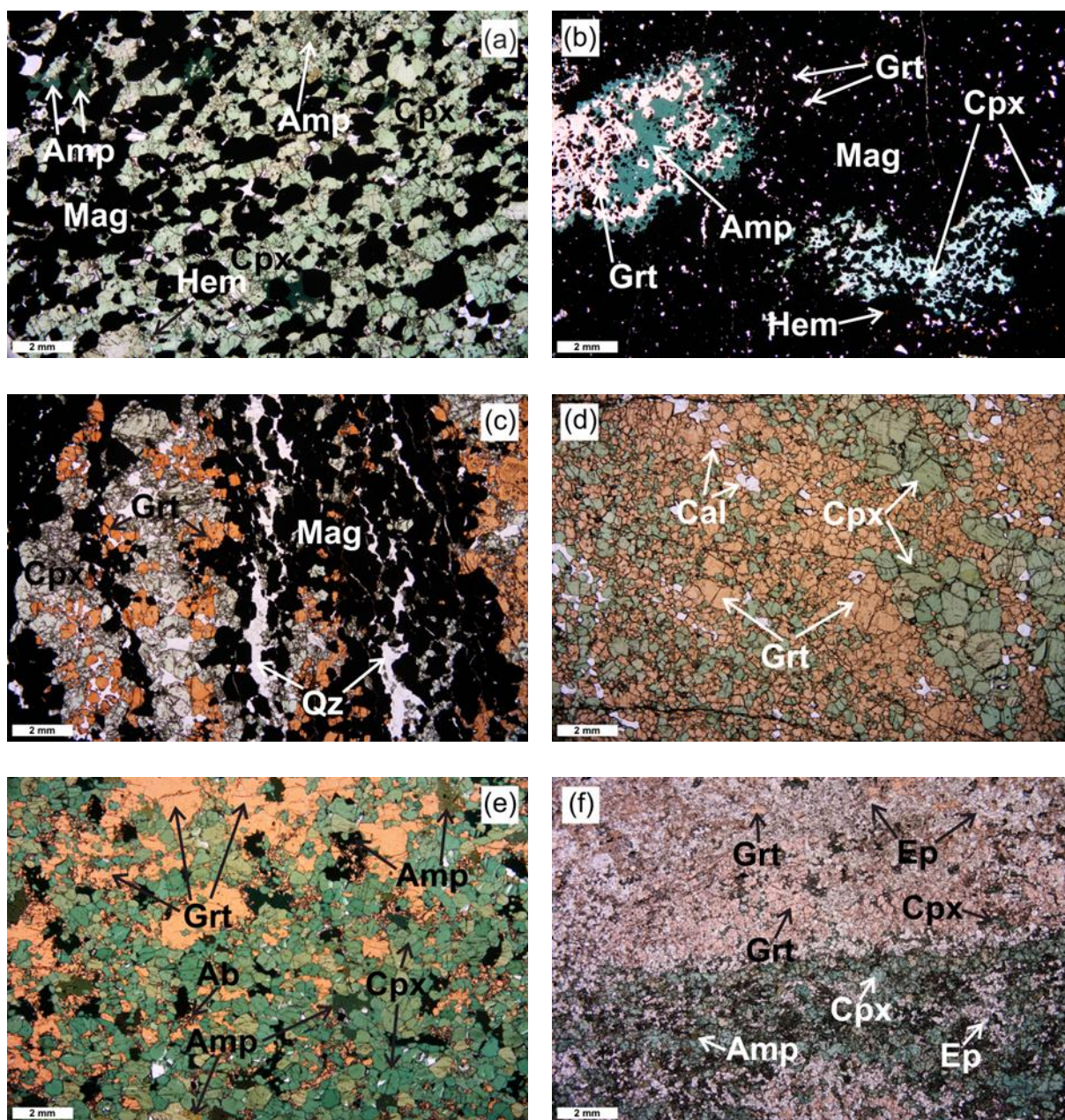
3. PETROGRAFIE

Pro podrobnější studium skarnizačních procesů byly odebrány na lokalitách Vlastějovice (moldanubikum), Malešov (kutnohorské krystalinikum), Měděnec a Černý Potok (krušnohorské krystalinikum) kusové vzorky skarnů. Většina vzorků byla naříznuta a z části byly zhotoveny leštěné výbrusy (VL1-4, SK1, ML1-5, MD1 a CP1). Tato kapitola podává petrografický popis hlavních typů skarnů z uvedených lokalit Českého masívu (skarny jsou značně nehomogenní horniny a jedná se pouze o petrografické popisy výbrusů reprezentativních skarnových typů, které byly cíleně odebrány na jednotlivých lokalitách). Optické mikrofotografie byly pořízeny pomocí fotoaparátu Olympus C 5050 na mikroskopu Nikon E 600 na Ústavu petrologie a strukturní geologie (ÚPSG) PŘF UK v Praze. V textu a v popisu obrázků jsou použity zkratky minerálů podle publikace Whitney & Evans (2010).

3.1. Vlastějovice

Na lokalitě Vlastějovice se nacházejí následující petrografické typy skarnů (Potužák, 1996): granát-pyroxenové, pyroxenové, granátové a magnetitové skarny, dále typy postižené amfibolizací nebo také epidotizací. Nejčastějším typem jsou skarny granát-pyroxenové nápadné svým hrubým páskováním. Tyto horniny jsou tvořeny především granátem, pyroxenem, v okrajových partiích skarnu se přiřazuje epidot, amfibol, křemen a kalcit. Jsou také častým hostitelem pegmatitových žil. Druhým nejčastějším typem jsou pyroxenové skarny, které jsou tvořeny téměř výhradně pyroxenem. Makroskopicky téměř nepostřehnutelný granát je však v tomto typu zastoupen celkem hojně; mezi pyroxenem a granátem jsou ale ostré hranice. Běžná je u těchto typů pozdní silicifikace nebo ještě mladší karbonatizace. Granátové typy jsou téměř monominerální až masivní a jejich důležitou vlastností je, že neobsahují téměř žádný pyroxen. Magnetitový typ není skarnovým typem *sensu stricto*, jde spíše o výskyt magnetitu v jednotlivých výše jmenovaných typech skarnu. Z mikroskopických pozorování vyplývá, že magnetit je téměř vždy spjat s křemenem (Potužák, 1996). Skarny postižené epidotizací a amfibolizací jsou prostorově vázány na okraje skarnového tělesa. Amfibolizace zde byla velmi silná, projevuje se silným zatlačováním pyroxenu a rekrystalizací granátů.

Jemnozrnný, masivní magnetitový skarn s pásy klinopyroxenu, které jsou výrazně zatlačeny a nahrazeny amfibolem (výbrus VL1). Magnetit (50 %) na okrajích hrubozrnných poloh a pásků přechází v drobná, špatně omezená nebo izometrická zrna (0,1-0,3 mm). Hruběji krystalované partie magnetitu obsahují četné uzavřeniny především amfibolu, případně klinopyroxenu. Klinopyroxen (5 %) je intenzivně zatlačen amfibolem a tvoří již jen drobné relikty, které sám amfibol většinou uzavírá. Světle zelená reliktní zrna nejsou zonální a nejeví ani jinou optickou anizotropii. Na frakturách a kontaktech klinopyroxenových zrn jsou patrné světle oranžové oxidy železa. Amfibol (40 %) tvoří deskovitá, subhedrálně omezená zrna až 0,5 mm velká a charakterizuje ho výrazný pleochroismus (nažloutlý, tmavě zelený, modrozelený). Kromě klinopyroxenu uzavírá i zrna magnetitu. Granát (max. 5 %) je silně postižen amfibolizací a tvoří jen relikty původních zrn; některé granáty jsou dokonce



Obr. 4: Mikrofotografie základních typů skarnů: (a) drobnozrný páskovaný skarn s jemnozrným klinopyroxenem a pásy bohatšími magnetitem (CP1), (b) masivní magnetitový skarn s hrubými zrny amfibolu, granátu a pyroxenu (ML1), (c) jemnozrný skarn s pásy klinopyroxenu a magnetitu a s rekrystalizovaným granátem (MD1), (d) masivní granátový skarn s intersticiálním karbonátem a drobnozrným pyroxenem (ML5), (e) drobn- až jemnozrný masivní pyroxenový skarn s malým množstvím granátu a amfibolu (ML4), (f) jemnozrný, páskovaný granát-pyroxenový skarn postižený silnou epidotizací a amfibolizací (SK1).

amfibolem vyplňovány. Nejeví však žádnou optickou zonálností. V akcesorickém množství je obsažen zirkon.

Jemnozrný, masivní pyroxenový skarn s velmi malým množstvím granátu (výbrus VL2) je složen především ze subhedrálně omezených zrn klinopyroxenu (90 %). Frakturovaná zrna o velikosti až 1 mm se vyznačují zřetelným pleochroismem (nažloutlý, světle zelený) a slabou optickou zonálností (výrazné okrajové lemy). Amfibol je zastoupen ve velmi malém množství (max. 5 %) a tvoří subhedrální nebo mírně protažená, nepravidelně omezená zrna o velikosti

do 0,5 mm (výjimečně až 1 mm), která se vyznačují výrazným pleochroismem (nažloutlý, tmavě zelený, modrozelený). Amfibol tvoří nepravidelné srůsty s albitem, případně se s nimi vyskytují reliktů načervenalých zrn granátu; albit je silně korodovaný a typické dvojčaté lamelování lze pozorovat již jen u některých zrn. V některých albitech byly pozorovány šupinky muskovitu. V horní části výbrusu prochází žilka tvořená jemnozrnným bezbarvým a chemicky odlišným klinopyroxenem se světle oranžovými oxidy železa. V akcesorickém množství je přítomen apatit a titanit; magnetit úplně chybí.

Jemnozrnný, masivní pyroxenový skarn s amfibolovou reakční zónou v okolí pegmatitu (výbrus VL3). Světle zelené klinopyroxeny dosahují velikosti i přes 1 mm a tvoří téměř homogenní až masivní pyroxenový skarn. Hranice mezi reakčními zónami je ostrá; klinopyroxeny jsou ale na kontaktu s amfibolovou reakční zónou silně korodovány a frakturovány. Subhedralně nebo nepravidelně omezená klinopyroxenová zrna jsou slabě zonální. Hrubě krystalická, euhedralní zrna amfibolu (1-5 mm) tvoří reakční amfibolovou zónu, která výrazně zatlačila pyroxenový skarn. Amfiboly obsahují četné uzavřeniny s reliktů klinopyroxenů (pozůstatek amfibolizace) a vyznačují se výrazným pleochroismem (žlutý, hnědý, tmavě zelený). Drobné šupinky amfibolu se nachází i v pyroxenovém skarnu (max. do 5 %). Vykazují identický pleochroismus jako amfiboly z reakční zóny. Zrna některých amfibolů mají výrazné lamelování-pravděpodobně se jedná o lamely tvořené ilmenitem. Akcesoricky je přítomen zirkon a apatit. Granát a magnetit úplně chybí.

Jemnozrnný, páskovaný granát-pyroxenový skarn (výbrus VL4) s výraznou rekrystalizací a epidotizací. Mezi pásy granátu a klinopyroxenu jsou ostré hranice, výjimečně drobná zrna granátu zasahují do klinopyroxenových pásků. Granát (45 %) tvoří minimálně dva odlišné typy. První granát je výrazně rekrystalizovaný a tvoří téměř masivní partie nebo vzácně subhedralní až euhedralní zrna o velikosti 1-2mm. Především individuální zrna jsou výrazně zonální s okrajovými lemy; obsahují mnoho inkluzí, které se kumulují do středu zrn. Druhým typem je anizotropní granát, který je hojný především v částech bohatých karbonátem a tvoří převážně okrajové lemy izotropních granátů. Klinopyroxen (40 %) vytváří jemnozrnné pásy, které se skládají z euhedralních až subhedralních zrn o velikosti do 0,5 mm. Světle zelené klinopyroxeny mají výraznou zonálnost (reakční okraje). Epidot (10 %) se nachází v granátových i pyroxenových páscích. Vyskytuje se jako téměř bezbarvá sloupcovitá, dobře omezená zrna (do 0,3 mm) nebo tvoří nahloučeniny a hnízda. Epidot výrazně zatlačuje klinopyroxen (na úkor granátu), v partiích s granátem tvoří spíše jen drobné uzavřeniny a inkluze. Granátové pásy jsou bohaté kalcitem (do 5 %), který tvoří hrubě krystalická zrna s typickými dvojčatnými lamelami. Většinou vyplňuje jen intersticiály mezi zrny granátu. Akcesoricky se vyskytují zirkon a křemen.

Jemnozrnný, páskovaný granát-pyroxenový skarn postižený silnou epidotizací a amfibolizací (výbrus SK1). Granát-epidotové pásy jsou téměř bez pyroxenů a epidot v nich převládá nad granátem, pyroxen je postižen amfibolizací. Narůžovělý granát (25 %) je výrazně zatlačován epidotem; jeho zrna jsou frakturována a rozpadají se – vzniklé fraktury vyplňuje epidot. Granáty obsahují mnoho uzavřenin a inkluzí, které jsou pravděpodobně tvořeny též epidotem. Nejeví ale žádnou optickou zonálnost ani anizotropii. Před epidotizací a následným rozpadem tvořil granát zrna i přes 1 mm velká. Epidot (35 %) je velmi

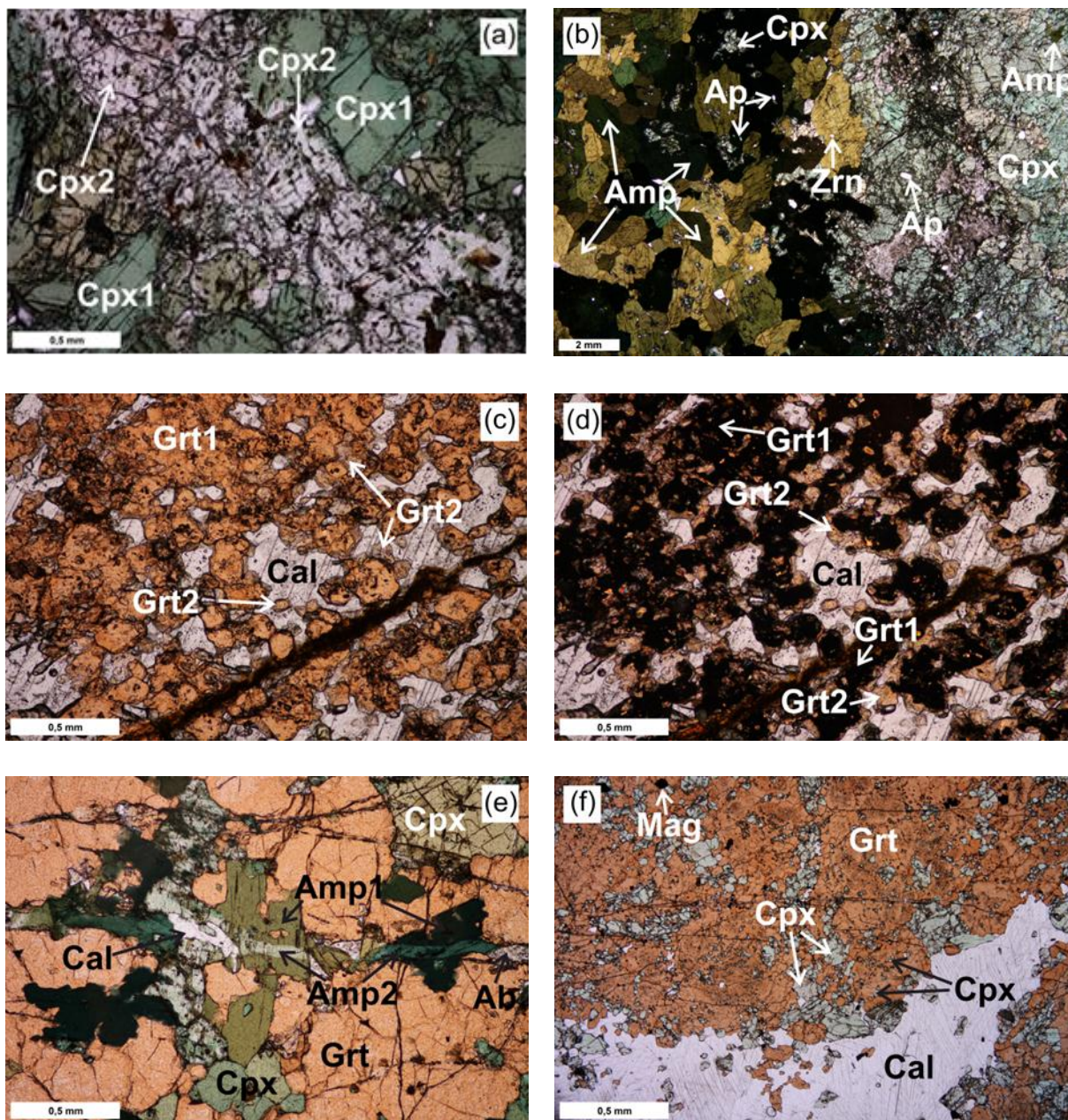
jemnozrnný a tvoří bezbarvá anhedrální zrna do 0,2 mm. Téměř výhradně se vyskytuje v páscích s granátem, který zatlačuje, ale v malém množství je zastoupen i v pyroxenových páscích (na úkor granátu). Jemnozrnný pyroxen (35 %) tvoří špatně omezená zrna do 0,5 mm. Je postižen amfibolizací; není nahrazován v takovém rozsahu jako granát, ale zrna jsou frakturována a rozpadají se. Některé pyroxeny jsou zřetelně pleochroické (nažloutlá, zelená), jiná žádný pleochroismus nejeví. Amfibol (5 %) tvoří většinou drobná zrna (nepřesahují 0,5 mm), často sloupcovitě protažená. Zatlačují pyroxen a spolu s rozpadajícím se pyroxenem se často rozpadají také. Amfibol je výrazně pleochroický (nažloutlá, tmavě zelená). Magnetit se vyskytuje akcesoricky, tvoří drobná, nepravidelně omezená zrna do 0,5 mm. Jsou vázána na granát a obklopena žlutavě zeleným amfibolem.

3.2. Malešov

Ve srovnání s jinými regionálně metamorfovanými skarny v Českém masívu byla skarnovému tělesu u Malešova věnována mnohem menší pozornost. Na ložisku převládá granát-pyroxenový skarn, méně hojně jsou zastoupeny skarny granátové, magnetitové a skarny postižené amfibolizací. Asociace skarnových minerálů se výrazněji neliší od podobných skarnových asociací v Českém masívu. Kromě granátu a pyroxenu jsou ve skarnu přítomny amfibol a magnetit, dále pak epidot, kalcit, křemen a živce. Skarnové těleso je proráženo pegmatitovými žilami, ale ne tak často jako na lokalitě Vlastějovice (Koutek, 1952).

Masivní magnetitový skarn (výbrus ML1) charakterizuje střídání masivních poloh magnetitu s nepravidelnými, mírně protaženými shluky amfibolu, granátu a pyroxenu; zřejmě rekrystalovaný. Magnetit (50 %) tvoří hrubozrnné až masivní polohy, při okrajích masivních poloh přechází v drobná, nepravidelná až izometrická zrna. Časté jsou okolo zrn magnetitu amfibolové lemy. Amfibol (30 %) tvoří špatně omezená, protáhlá zrna, která v sobě uzavírají reliktů granátu, pyroxenu a magnetit. Je výrazně pleochroický (nažloutlá, tmavě zelená, modrozelená). Granát (10 %) a ještě výrazněji klinopyroxen (5 %) jsou zatlačeny intenzivní amfibolizací; tvoří reliktů nepravidelných tvarů uzavřené v amfibolu. Granát nejeví známky optické anizotropie, ale je chemicky zonální (rekrystalizace). Klinopyroxen je slabě pleochroický (nažloutlá, světle zelená). Akcesoricky je přítomen hematit tvořící rudě zbarvená drobná zrníčka.

Průnik žilky granitového pegmatitu do jemnozrnného pyroxenového skarnu; velmi silná rekrystalizace a hybridizace po celém vzorku (výbrus ML2). Neostrý kontakt je doprovázen intenzivní amfibolizací, která zatlačuje pyroxenový skarn (40 %). Granitový pegmatit (50 %) obsahuje jednotlivá zrna amfibolu, příp. pyroxenu uvolněná pravděpodobně při penetraci skarnu a následné kontaminaci. Magnetit (max. 1 %) tvoří většinou drobná izometrická zrna do 0,3 mm, některá nepravidelná zrna jsou ale velká až 3 mm. Magnetit je primárně vázán na klinopyroxen, ale jednotlivá zrna magnetitu jsou většinou lemována amfibolem. Klinopyroxen tvoří většinou subhedrálně omezená zrna velikosti 0,5-1 mm. Má zřetelný



Obr. 5: Mikrofotografie skarnů – pozdní jevy: (a) žilka tvořená jemnozrnným bezbarvým klinopyroxenem procházející masivním pyroxenovým skarnem (VL2), (b) jemnozrnný, masivní pyroxenový skarn s amfibolovou reakční zónou v okolí pegmatitu (VL3), (c) rekrystalizovaný granát s lemy anizotropního granátu (VL4), (d) totéž ve zkřížených nikolech, (e) pozdní kalcit-albitová žilka, která způsobuje políčkovité změny v chemismu amfibolů (ML3), (f) kalcitová žilka prorážející rekrystalizovaný granát s malým množstvím klinopyroxenu (MD1). Mikrofotografie minerálů a-c, e-f jsou pořízeny v polarizovaném světle, d ve zkřížených nikolech.

pleochroismus (nažloutlá-světle zelená) a často je zatlačován drobnými zrnky amfibolu (do 0,3 mm). Výjimečně se vyskytují kostrovité porfyroblasty amfibolu až 4 mm velké. Amfibol je výrazně pleochroický (světle zelená, tmavě zelená). Světle červené reliktů granátu jsou přítomné jen akcesoricky. Granitový pegmatit je tvořen plagioklasem, draselným živcem a křemenem. Křemen (5 %), je součástí pegmatitu i skarnu (možná pozdní silicifikace). Tvoří typická zubovitá zrna s undulozním zhášením o velikosti až 1 mm. Při horním okraji výbrusu je skarn na kontaktu s křemennou žilkou tvořenou hrubě krystalickými zrnky křemene o

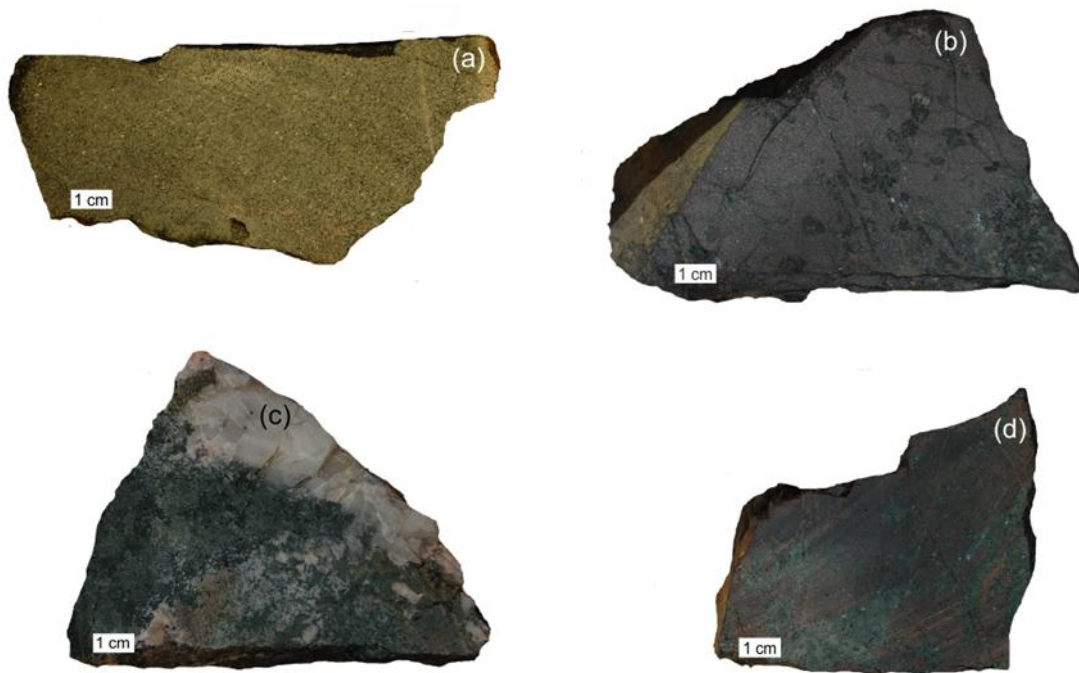
velikosti až 7 mm. Draselný živec tvoří těžko odlišitelná jednotlivá zrna až masy s typickými perthitickými odmíšeninami. Na kontaktu s pyroxenovým skarnem prolíná draselný živec i do okrajových pasáží skarnu. Nejméně (pravděpodobně jen pár zrny) je zastoupen plagioklas odlišitelný od draselného živce pouze typickým dvojčatným lamelováním.

Drobnozrnný pyroxenový skarn s intersticiálním amfibolem a hrubozrnným až masivním, rekrystalizovaným granátem (výbrus ML3) je charakteristický střídáním hrubozrnných až masivních pásků granátu s heteroblastickými pásky klinopyroxenu. Granát (60-70 %) tvoří minimálně dva odlišné typy. Prvním je silně rekrystalovaný granát, který tvoří masivní polohy bez zřetelných hranic jednotlivých zrn. Vyznačuje se tzv. políčkovitou nebo síťovitou stavbou, která je specifická výraznou optickou anizotropií v rámci jednoho bývalého zrna, ve kterém se střídají světlejší jádra s výrazně červenými lemy. Druhým typem je právě sytě červený granát, který tvoří lemy okolo světlejších jader i téměř lité polohy bez výraznější optické anizotropie (rekrystalizace). Klinopyroxen (20-30 %) vytváří subhedralně omezená drobná zrna do 0,2 mm nebo hrubozrnnější pásky se zrny velkými až 1,5 mm. Je výrazně pleochroický (nažloutlá-trávově zelená). Amfibol (5-10 %) se vyskytuje v podobě drobných zrn (max. 0,5 mm velká), která vznikají zatlačováním klinopyroxenu. Vyznačují se výrazným pleochroismem (světle zelená, tmavě zelená). Napříč výbrusem prochází pozdní kalcit-albitové žilky, které způsobují políčkovité změny v chemismu amfibolů. Některými albity pronikají drobné šupinky tvořené muskovitem. V blízkosti kalcit-albitových žilek se akcesoricky nacházejí epidoty, které se vyskytují jako čirá zrna s nápadně žlutavým pleochroismem. Mezi další akcesorie patří titanit, zirkon a křemen.

Drobná až jemnozrnný pyroxenový skarn s malým množstvím šmouhovitě až hnízdovitě uspořádaného jemnozrnného granátu (výbrus ML4) a s heteroblastickou strukturou. Klinopyroxen (80-90 %) se vyskytuje v jemnozrnných částech s granátem, většinou jako euhedralně až subhedralně omezená zrna (do 0,5 mm velká) s patrným pleochroismem (světle zelená-trávově zelená). Hrubozrnnější partie klinopyroxenu jsou tvořeny deskovitými zrny o velikosti až 1,5 mm. Ta jsou postižena amfibolizací jen výjimečně. Granát (5-10 %) se vyskytuje v podobě nepravidelně omezených zrn velikostí od 0,1 až do 2,5 mm. Často uzavírá drobná zrna klinopyroxenu, nejeví optickou anizotropii, ale pravděpodobně je rekrystalizovaný. Lokálně jsou granáty zatlačovány amfibolem (5 %). Ten tvoří drobná, nepravidelně omezená zrna většinou do 0,5 mm, vzácně až 1 mm velká. Vyznačuje se velmi výrazným pleochroismem (nažloutlá-tmavě zelená). Magnetit se nachází v akcesorickém množství. Tvoří drobná izometrická zrnka maximálně 0,2 mm velká. Akcesoricky se vyskytuje v přítomnosti amfibolu a granátu albit. V jednom zrnu amfibolu byla nalezena lamela chloritu.

Masivní granátový skarn s intersticiálním karbonátem a drobnozrnným pyroxenem (výbrus ML5) vyznačující se heteroblastickou strukturou. Klinopyroxen (35 %) se většinou vyskytuje jako drobná subhedralně omezená zrna, jeden pásek je tvořen hruběji krystalickými až 1 mm velkými deskovitými zrny, která jsou slabě pleochroická. Jemně zrnité klinopyroxeny nejeví zonálnost ani jinou optickou anizotropii. Granát (60 %) tvoří drobná subhedralně omezená zrna o velikosti do 0,5 mm bez patrné zonálnosti nebo optické

anizotropie, ale tvoří i větší, mírně protažená zrna o velikosti až 1 mm, které mají patrné nepravidelně rozmístěné polohy se světlejšími odstíny červené. Neobsahují žádné inkluze. Karbonát (5 %) s typickým dvojčatným lamelováním tvoří drobná, špatně omezená zrna do 0,2 mm až hruběji krystalická zrna o velikosti přes 1 mm. Většinou vyplňuje intersticiály mezi granáty. Amfibol a magnetit úplně chybí.



Obr. 6: Makrovzorky skarnů: (a) Jemnozrný, masivní pyroxenový skarn s velmi malým množstvím granátu (VL2), (b) Masivní magnetitový skarn s intersticiálními hrubými zrny amfibolu, granátu a pyroxenu (ML1), (c) Průnik žilky granitového pegmatitu do jemnozrného pyroxenového skarnu (ML2), (d) Drobnozrný pyroxenový skarn s intersticiálním amfibolem a hrubozrným až masivním, rekrystalizovaným granátem (ML3).

3.3. Měděnec a Černý Potok

V měděnecké oblasti byly popsány tyto petrografické typy skarnů (Kotková, 1987): granát-pyroxenové, granátové, pyroxenové skarny a typy postižené amfibolizací nebo epidotizací. Pyroxenové skarny jsou masivní horniny tvořené téměř z 90 % pyroxenem, dále obsahují malé množství granátu, amfibolu, epidotu, případně karbonátu, plagioklasu a křemene. Častým minerálem je magnetit, který je právě vázaný na pyroxen. Granátové skarny jsou masivní horniny s téměř monominerálním složením. Tyto granáty jsou často zonální. Množství magnetitu je však u nich podstatně menší než u pyroxenových typů. Granát-pyroxenové typy jsou charakteristické přibližně stejným podílem klinopyroxenu a granátu. Páskovaná textura je vzácná a spíše se jedná o partie bohatší granátem nebo pyroxenem. Amfibolové typy jsou tvořené převážně hrubě krystalickým amfibolem s menším nebo akcesorickým obsahem ostatních minerálů.

Jemnozrný, páskovaný skarn s pásy klinopyroxenu a magnetitu (výbrus MD1), v horní části výbrusu se nachází partie s rekrystalizovaným granátem, kterou proráží kalcitová žilka. Magnetit (35 %) je usměrněný v pásčích, které jsou tvořeny hrubozrnými partiemi; na okrajích pásků přechází v drobná, většinou izometrická zrna do 0,3 mm. Magnetit je vázán na klinopyroxen, granátové partie jsou téměř bez magnetitu (výjimečně se obrůstají). Nápadná je výrazná frakturace magnetitu; vzniklé fraktury jsou často postiženy zřejmě pozdní silicifikací. Některá zrna křemene jeví známky rozpouštění karbonátem. Na okrajích zrn magnetitu je poměrně častý, rudě zbarvený hematit tvořící drobná zrníčka. Granát (30 %) je výrazně rekrystalizovaný, tvoří masivní partie nebo subhedrálně omezená zrna s výraznou optickou zonálností. Střed zrn granátu je tmavší, jsou v něm nakumulovány inkluze, lemy zrn jsou světle červené a bez inkluzí. Uzavřeniny v rekrystalizovaných granátových partiích jsou tvořeny kalcitem nebo pyroxenem. Klinopyroxen (30 %) tvoří drobná do 1 mm velká subhedrálně až nepravidelně omezená zrna. Je intenzivně frakturovaný a zonální (zonálnost je nepravidelná, šmouhovitá). Amfibol je přítomen pouze v akcesorickém množství. Jedním magnetitovým páskem prochází milimetrová žilka tvořená směsí amfibolů a oxidy železa. Kalcit (max. 5 %) tvoří hnízda nebo žilky v partiích bohatých granátem. Vyznačuje se typickým dvojčatným lamelováním. Pravděpodobně je původcem pozdní rekrystalizace granátu.

Drobnozrný páskovaný skarn s jemnozrným klinopyroxenem a pásy bohatšími magnetitem (výbrus CP1). Magnetit (50 %) tvoří lokálně hrubší polohy, ale většinou je rozptýlen v pyroxenovém skarnu jako individuální, nepravidelně omezená zrna (do 1 mm). Je primárně vázán na pyroxen, někdy jsou jeho zrna lemována amfibolem. Na okrajích zrn nebo na frakturách se tvoří drobná, rudě zbarvená zrníčka hematitu (martitizace). Pyroxen (do 50 %) tvoří subhedrálně omezená zrna (max. 1 mm velká) s typickým světle zeleným pleochroismem. Je výrazně opticky zonální (nazelenalé okraje). Amfibol se vyskytuje akcesoricky a tvoří drobná zrna nepravidelných tvarů. Většinou lemuje magnetit. V akcesorickém množství je přítomen i karbonát a v jednom případě byl nalezeny relikt zrn granátu.

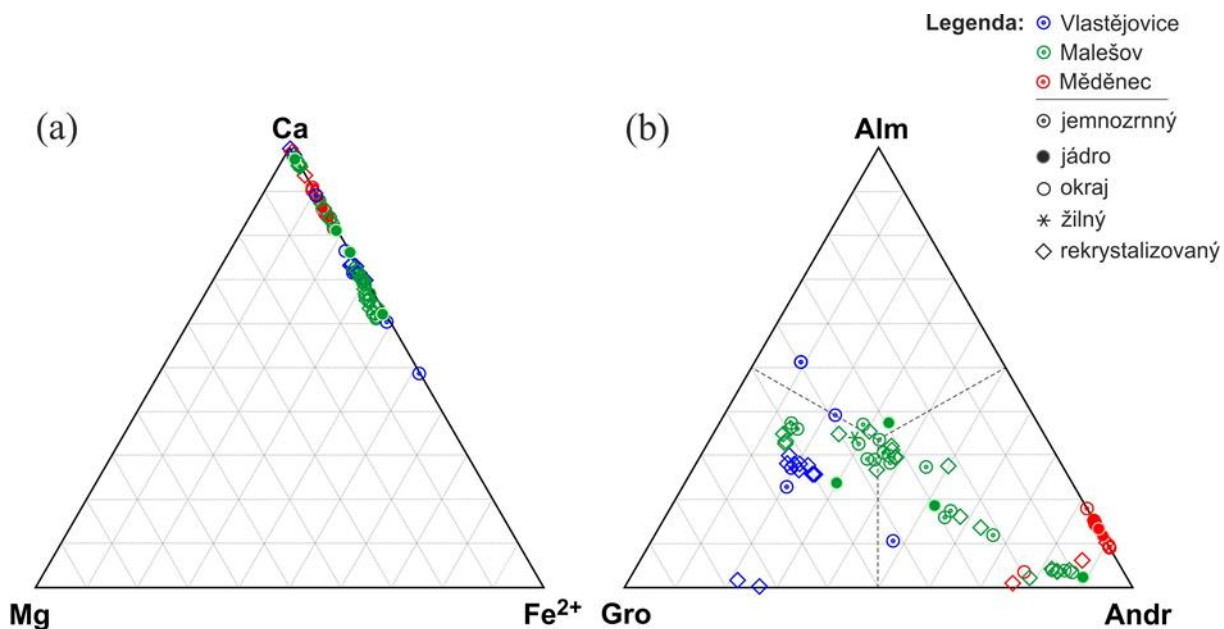
4. CHEMICKÉ SLOŽENÍ HORNINOTVORNÝCH MINERÁLŮ

4.1. Metodika

Mikrofotografie ve zpětně odražených elektronech (BSE) a chemické analýzy minerálů pomocí energiově disperzní spektroskopie (EDS) byly pořízeny skenovacím elektronovým mikroskopem (SEM) Tescan Vega s EDS detektorem X-max 50 (výrobce Oxford Instruments) na PŘF UK v Praze (ÚPSG). Analýzy magnetitu byly provedeny při urychlovacím napětí 15 kV, proudu 6 nA s dobou načítání 300 s. Ostatní silikátové minerály byly analyzovány při stejném urychlovacím napětí, proudu 1,5 nA a při čase 100 s. Analyzovány byly vzorky VL1, VL2, VL4, SK1, ML1, ML3-ML5 a MD1.

4.2. Granát

Granát je nejhojnějším skarnovým minerálem. Obecně se původní granáty ve skarnech vyznačují vysokými obsahy grosulárové a almandinové komponenty, které převládají nad složkou andraditovou, úplně chybí nebo zanedbatelné procento v chemickém složení tvoří složka spessartinová a pyropová. Pokud granáty prodělaly pozdní rekrystalizaci, zvyšuje se v nich podíl andraditové složky na úkor grosulárové a almandinové komponenty. Variace v chemismu granátu pro jednotlivé lokality zobrazují ternární diagramy Mg-Ca-Fe²⁺ a grosulár-almandin-andradit (obr. 7). Reprezentativní analýzy granátových zrn jsou uvedeny v tab. 1.



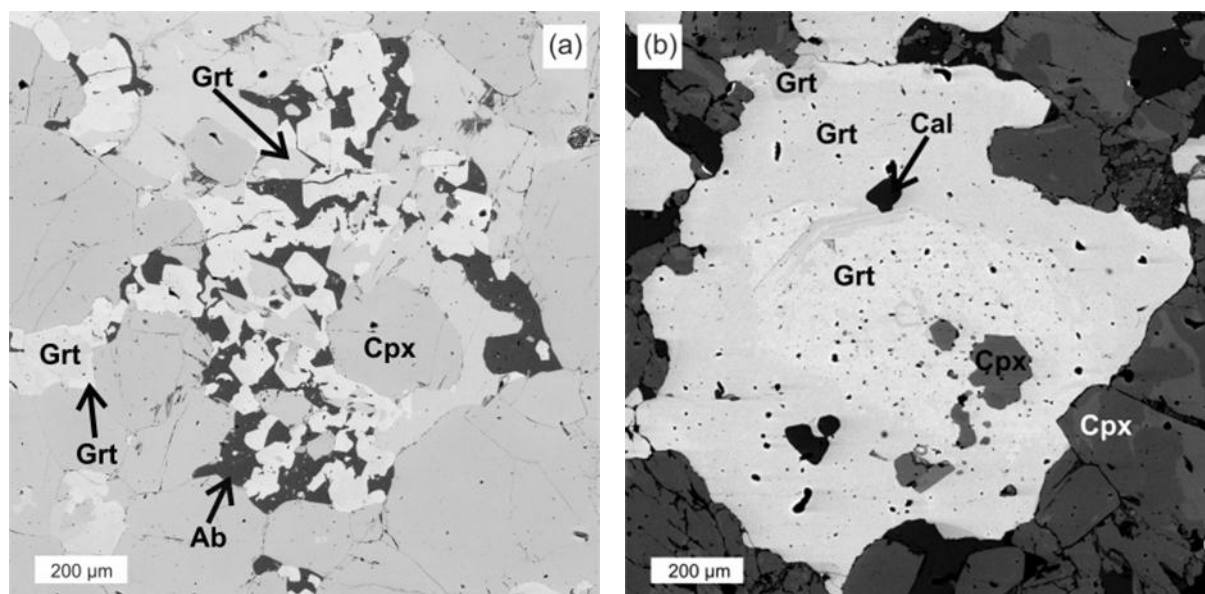
Obr. 7: Chemické složení zrn granátu ze studovaných lokalit; (a) ternární diagram Mg-Ca-Fe²⁺, (b) ternární diagram grosulár-almandin-andradit.

Tab.1: Vybrané mikrosondové analýzy granátů.

vzorek	MD1	MD1	ML4	ML4	ML5	SK1	VL2	VL2	VL4	VL4	ML3	ML3
analýza	7	14	12	14	8	4	20	22	6	9	3	4
pozice	střed	okraj	původní	nový	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	střed	okraj
SiO ₂ (hm.%)	34,566	35,192	36,308	36,290	35,654	36,491	36,679	35,981	37,569	36,908	36,999	36,973
TiO ₂	0,000	0,000	0,161	0,216	0,241	0,413	0,000	0,154	0,130	0,175	0,316	0,185
Cr ₂ O ₃	0,126	0,000	0,086	0,059	0,000	0,000	0,000	0,035	0,054	0,068	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	2,273	2,991	13,327	9,113	3,581	11,363	17,238	19,671	17,070	17,562	18,283	13,573
FeO ^{TOT}	31,738	27,534	24,360	24,105	25,786	18,606	21,063	20,873	7,267	17,731	18,870	22,182
MnO	0,772	0,659	0,628	0,591	0,342	0,825	5,493	8,275	0,243	0,414	0,547	0,485
MgO	0,078	0,039	0,160	0,073	0,000	0,066	0,157	0,037	0,000	0,232	0,475	0,245
CaO	27,718	31,422	24,229	28,805	32,725	30,680	18,587	13,854	34,955	24,750	23,112	24,899
Na ₂ O	0,029	0,000	0,014	0,034	0,0473	0,000	0,003	0,328	0,000	0,193	-	-
K ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,024	0,000	-	0,000
Cl	0,000	0,000	0,018	0,003	0,000	0,014	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
součet	97,187	97,837	99,293	99,288	98,375	98,458	99,219	99,211	97,292	98,032	98,602	98,541
Si (apfu)	2,895	2,892	2,887	2,907	2,916	2,913	2,923	2,875	2,940	2,939	2,924	2,981
Ti	0,000	0,000	0,010	0,013	0,015	0,025	0,000	0,009	0,008	0,010	0,019	0,011
Cr	0,001	0,000	0,005	0,004	0,000	0,000	0,000	0,002	0,003	0,004	0,000	0,000
Al	0,224	0,290	1,249	0,860	0,345	1,069	1,619	1,853	1,574	1,648	1,703	1,290
Fe ³⁺	1,776	1,710	0,751	1,140	1,665	0,931	0,381	0,147	0,426	0,352	0,297	0,710
Fe ²⁺	0,447	0,182	0,869	0,475	0,109	0,312	1,023	1,247	0,050	0,829	0,950	0,786
Mn	0,055	0,046	0,042	0,040	0,024	0,056	0,371	0,560	0,016	0,028	0,037	0,033
Mg	0,010	0,005	0,019	0,009	0,000	0,008	0,019	0,004	0,000	0,028	0,056	0,029
Ca	2,487	2,767	2,064	2,472	2,868	2,625	1,587	1,186	2,931	2,111	1,957	2,151
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Vlastějovice: ve Vlastějovicích rozlišují chemicky variabilní typy granátu podle horninového typu. V pyroxenovém skarnu (vzorek VL2) se nachází v malém množství granát, který je výrazně zatlačován amfibolem v přítomnosti albitu. Tento granát se vyznačuje podobnými obsahy grosulárové (32-34 mol. %) a almandinové komponenty (34-42 mol. %), dále nižším podílem andraditové (7-19 mol. %) a zvýšeným podílem spessartinové složky (12-19 mol. %). Obsah pyropové komponenty je nízký (do 0,6 hm. %). Tento granát odpovídá spíše svým složením (např. neobvykle vysokým obsahem spessartinové komponenty) Ca-Mn-Mg almandinu, který je vázán na hybridní horniny lemující skarnové těleso (Potužák, 1996; Žáček, 1997). V granát-pyroxenovém skarnu s akcesorickým magnetitem, který je postižen silnou epidotizací (vzorek SK1) prodělal granát pravděpodobně jistou retrogresi, protože vykazuje vyšší obsahy andraditové komponenty (47 %). Z dalších složek je v něm významněji zastoupena již jen grosulárová (41 %) a almandinová komponenta (10 %). V páskovaném granát-pyroxenovém skarnu s hojným karbonátem a epidotem (vzorek VL4) se nacházejí dva typy granátu. Prvním je granát s velmi vysokým obsahem grosulárové komponenty (73-76 mol. %), méně je zastoupena složka andraditová (21-26 mol %) a pyropová úplně chybí. Tento granát je podle Žáčka (1997) ve Vlastějovicích nejstarší a tvoří relict raně metasomatické etapy. Druhý obsahuje stále vysoký podíl grosulárové komponenty (48-52 mol. %), ale vedle andraditové (17-24 mol. %) je výrazně zastoupena i složka almandinová (23-30 hm. %). Oproti prvnímu granátu má své zastoupení i pyropová komponenta (0,2-1,8

mol. %). Tento typ odpovídá granátu, který se vyskytuje výhradně v asociaci s epidotem (Žáček, 1997).



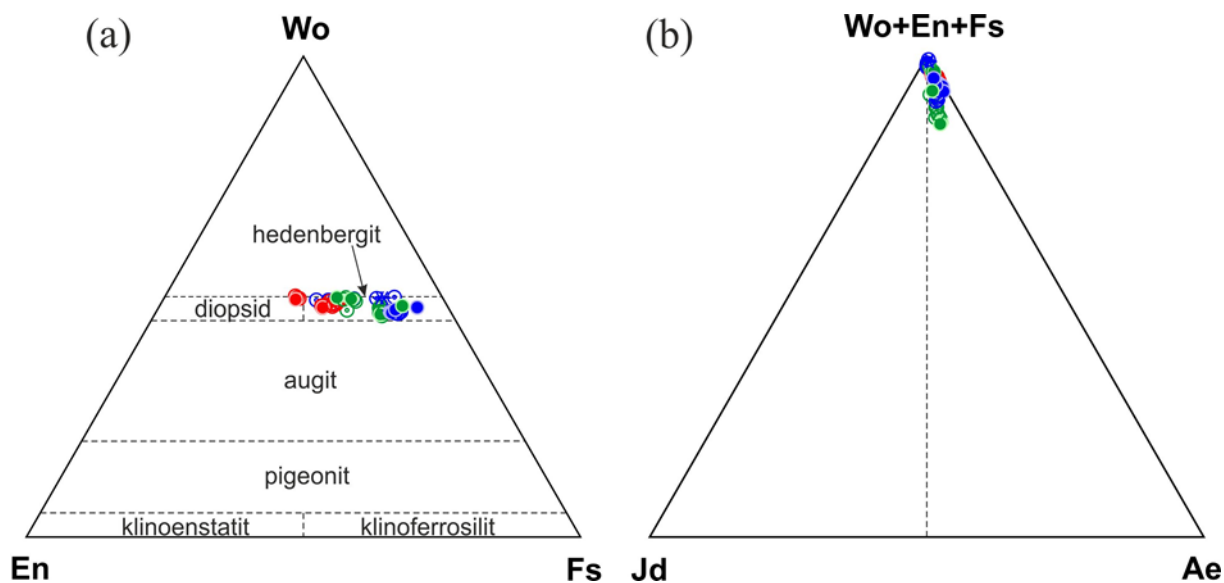
Obr. 8: Mikrofotografie v odražených elektronech: (a) Srůsty albitu s novotvořeným euhedrálním granátem v pyroxenovém skarnu (ML4), (b) Zonální granát s inkluzemi kalcitu a klinopyroxenu (MD1).

Malešov: mezi granáty z Malešova můžeme rozlišit dva chemicky odlišné typy. Prvním je původní granát, který je starší a tvoří většinou jádra zrn. Ten se vyznačuje vyššími obsahy almandinové (29-36 mol. %), grosulárové (31-50 mol. %) a pyropové složky (až mol. 2,5 %), které převládají nad složkou andraditovou (13-38 mol. %). Druhým typem je novotvořený granát (obr. 8a), který tvoří lemy okolo původních granátů a nese známky výrazné rekrystalizace. Ten má převahu andraditové komponenty (28-66 mol. %) nad složkami almandinovou (12-33 mol. %), grosulárovou (21-37 mol. %) a pyropovou (max 1,6 mol. %). Obsah spessartinové složky je v obou granátech okolo 1 mol. %. Granát, který nese známky úplné rekrystalizace se vyskytuje ve vzorku ML5. Má velmi vysoké obsahy andraditové komponenty (78-88 mol. %), v malém množství jsou zastoupeny složky grosulárová (9-19 mol %) a almandinová (2-4 mol. %). Pyropová komponenta je v něm zastoupena v zanedbatelném množství (do 0,3 mol. %) nebo úplně chybí.

Měděnec: granáty na lokalitě Měděnec prodělali výraznou rekrystalizaci. Ta se projevuje v chemické zonalitě od středu k okrajům granátu a jejich zonalita je patrná i ve zpětně odražených elektronech (obr. 8b). Jádra i okraje jsou bohaté na andraditovou komponentu (70-90 mol. %), naopak od středu k okraji se snižuje složka almandinová (9-18 mol. % pro jádro, 1-3 mol. % pro okraj). Velmi zajímavá je variabilita grosulárové složky (ve středu zrn úplně chybí, při okrajích obsahy 7-23 mol. %) a přítomnost skigaitové komponenty (2-10 mol. % pro jádro, v okrajích zrn není obsažena vůbec).

4.3. Pyroxen

Všechny analyzované pyroxeny patří do skupiny Ca-Mg-Fe klinopyroxenů (Morimoto, 1989), konkrétně do řady diopsid-hedenbergit (obr. 9). V této řadě se pohybuje variabilita v chemismu pyroxenů od složení $Di_{50}Hd_{50}$ (Měděnec) až po $Di_{10}Hd_{90}$ na lokalitách Vlastějovice a Malešov. Chemismus vybraných pyroxenů je v tab. 2.

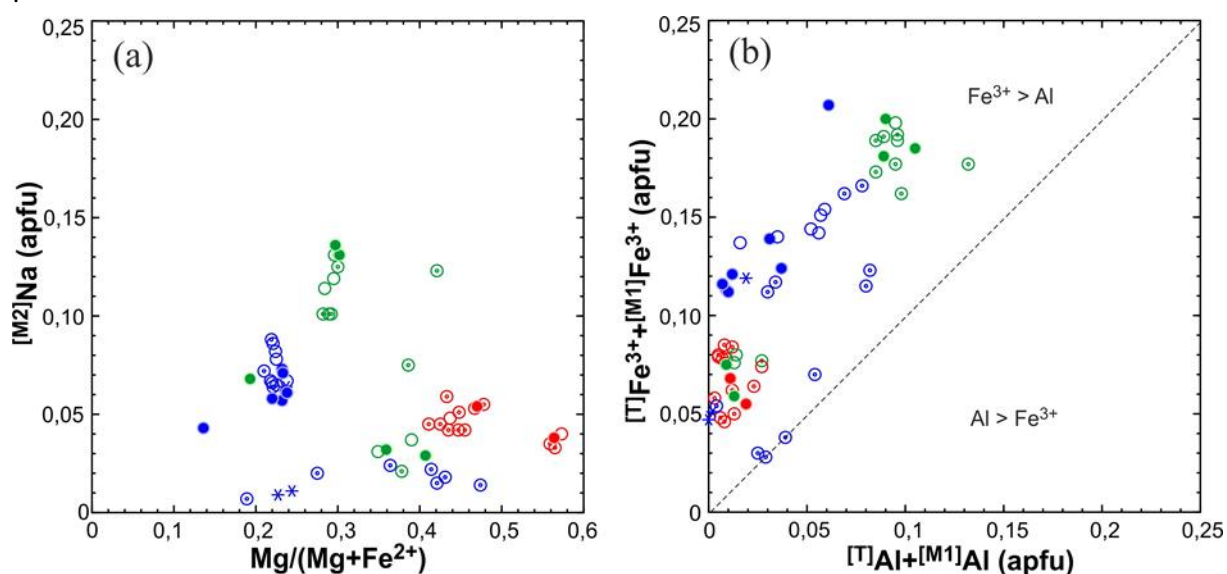


Obr. 9: Chemické složení zrn pyroxenu ze studovaných lokalit; (a) ternární diagram enstatit-wollastonit-ferosilit, (b) ternární diagram jadeit-wollastonit+enstatit+ferosilit-aegirín.

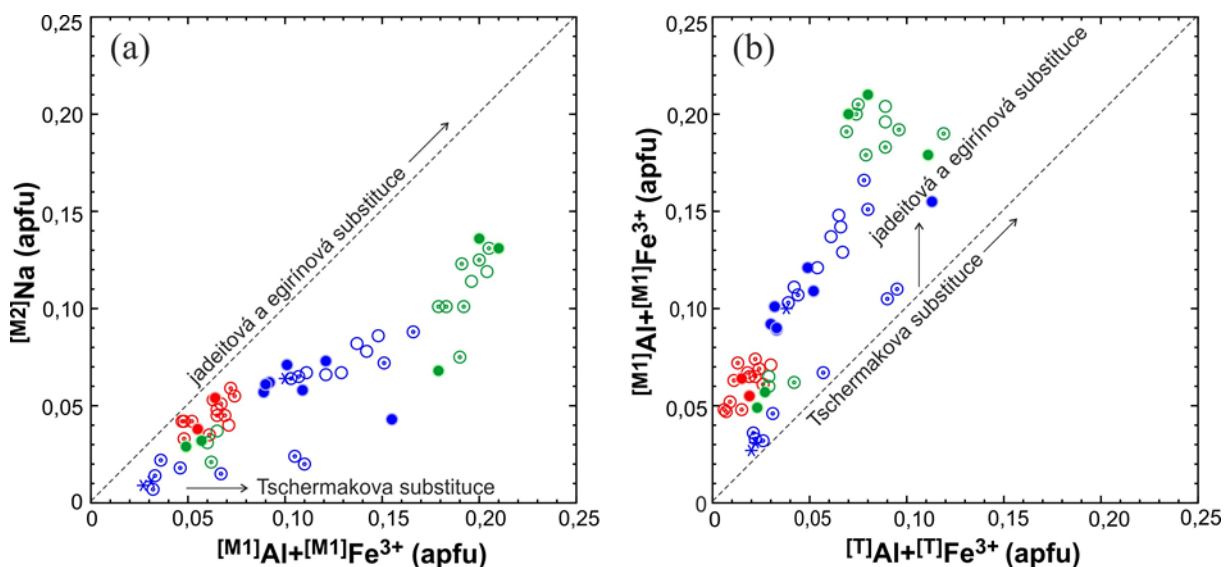
Vlastějovice: pyroxeny z lokality Vlastějovice se dají označit jako hedenbergity s nejnižším obsahem diopsidové komponenty ze všech tří studovaných lokalit (až $Di_{10}Hd_{90}$). Pyroxeny ze vzorku VL2 (pyroxenový skarn) jsou pod mikroskopem opticky zonální, ale odlišnosti v chemickém složení nejsou výrazné. Mírná zonálnost se projevuje nepatrným růstem Na, Al, Fe a poklesem obsahu Mg od středu k okraji zrn. Vyšší obsahy Na_2O (0,548–0,838 hm. %) a FeO^{tot} (až 18,843 hm. %) mají za následek převahu složky egirínové; i přes vysoký obsah Al_2O_3 (do 0,874 hm. %) jsou jadeitová a Ca-tschermakitová komponenta zastoupeny v chemickém složení jen velmi malým podílem. Zajímavé jsou zvýšené obsahy MnO (0,498–0,913 hm. %). V horní části výbrusu prochází žilka tvořená jemnozrnným bezbarvým pyroxenem (obr. 12b). Její chemismus vykazuje oproti základní pyroxenové hmotě výrazně snížené obsahy Na, Al a Fe. Vzorek VL4 (granát-pyroxenový skarn s hojným epidotem a kalcitem) vykazuje naopak nízké koncentrace v obsahu Na_2O (0,130–0,226 hm. %), FeO^{tot} (12,564–17,287 hm. %) a MnO (0,170–0,286 hm. %). To se projevuje v nevýrazném zastoupení jadeitové a egirínové komponenty. Naopak vysoký je obsah MgO (2,387–4,645 hm. %). Koncentrace TiO_2 dosahují nejvýše 0,084 hm. %. U pyroxenů z magnetitového skarnu (VL1) se projevuje výrazné obohacení o FeO^{tot} (až 21 hm. %).

Tab. 2: Chemické složení klinopyroxenu.

vzorek	MD1	MD1	ML4	ML1	ML5	VL1	VL2	VL2
analýza	1	2	2	5	15	7	10	13
pozice	střed	okraj	matrix	matrix	matrix	matrix	žilka	matrix
SiO ₂ (hm.%)	50,956	50,936	48,396	46,896	50,001	46,126	49,109	49,002
TiO ₂	0,059	0,000	0,072	0,005	0,002	0,000	0,000	0,050
Cr ₂ O ₃	0,071	0,000	0,000	-	0,057	-	0,041	0,000
Al ₂ O ₃	0,246	0,582	2,031	2,220	0,197	1,262	0,048	0,134
FeO ^{TOT}	17,330	14,146	22,824	25,036	20,088	26,964	22,518	23,882
MnO	0,345	0,395	0,114	0,179	0,263	0,430	0,652	0,881
MgO	7,593	8,931	3,945	2,617	5,603	1,840	3,798	3,568
CaO	22,258	23,583	20,825	21,604	23,243	21,891	23,142	21,352
Na ₂ O	0,717	0,528	1,559	0,865	0,417	0,538	0,141	0,778
K ₂ O	0,002	0,016	0,015	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,007	0,000	0,007	-	0,000	-	0,009	0,000
součet	99,584	99,117	99,789	99,426	99,875	99,051	99,456	99,648
Si (apfu)	1,990	1,979	1,912	1,888	1,973	1,887	1,978	1,967
Al	0,002	0,003	0,031	0,040	0,003	0,026	0,001	0,002
Fe ³⁺	0,009	0,019	0,058	0,071	0,024	0,087	0,021	0,031
Al	0,010	0,009	0,064	0,065	0,006	0,035	0,001	0,005
Fe ³⁺	0,053	0,065	0,119	0,114	0,051	0,120	0,030	0,085
Ti	0,001	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Cr	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000
Mg	0,436	0,437	0,227	0,157	0,330	0,112	0,228	0,209
Fe ²⁺	0,497	0,478	0,579	0,658	0,588	0,715	0,707	0,670
Mn	0,004	0,009	0,004	0,006	0,009	0,015	0,022	0,029
Mg	0,005	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005
Fe ²⁺	0,006	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Ca	0,934	0,932	0,898	0,932	0,968	0,957	0,989	0,919
Na	0,053	0,055	0,101	0,068	0,032	0,043	0,011	0,061
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
X Mg	0,467	0,478	0,282	0,193	0,359	0,136	0,244	0,238

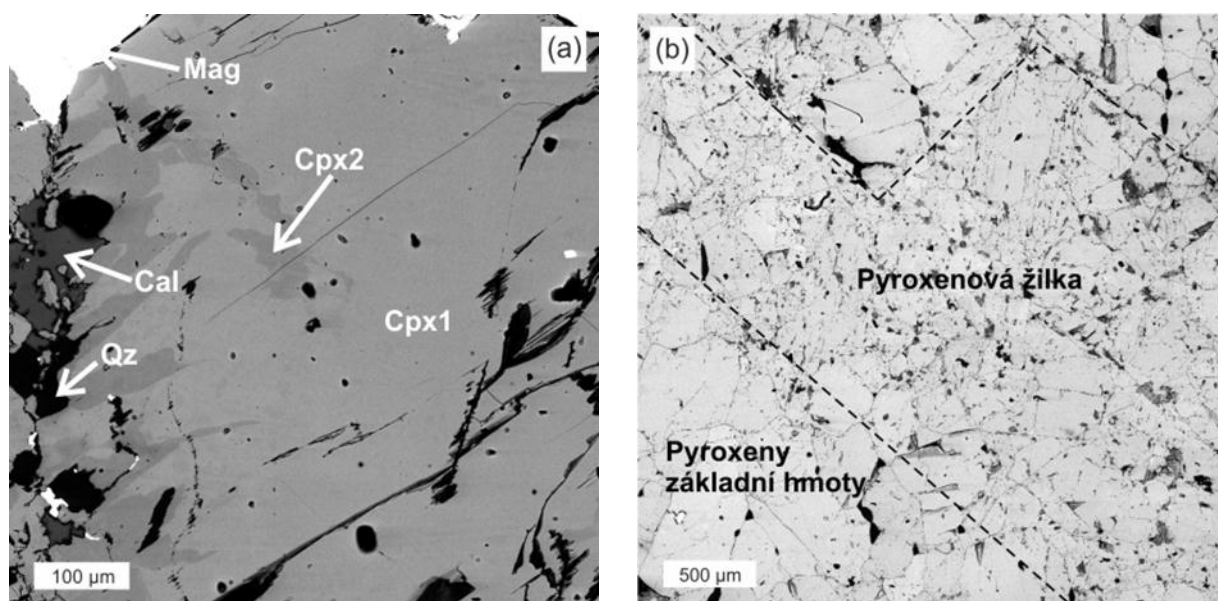


Obr. 10: (a) Diagram Mg hodnota vs ^[M2]Na, (b) Diagram Al^{TOT} vs . Fe^{TOT}.



Obr. 11: (a) Diagram $^{[M1]}Al+^{[M1]}Fe^{3+}$ vs. $^{[M2]}Na$, (b) Diagram $^{[T]}Al+^{[T]}Fe^{3+}$ vs. $^{[M1]}Al+^{[M1]}Fe^{3+}$.

Malešov: pyroxeny z lokality Malešov chemicky odpovídají Mg-hedenbergitu s vyšším podílem diopsidové komponenty. Pyroxeny ze vzorků ML1 (magnetitový skarn), ML4 a ML3 (poslední jen sodík a hliník) se vyznačují velmi vysokými koncentracemi Na_2O (0,642-1,261 hm. %), Al_2O_3 (0,945-1,491 hm. %) a FeO^{tot} (17,263-19,46 hm. %). To se projevuje vysokým podílem egerinové komponenty (až 11 mol. %) na chemickém složení těchto pyroxenů; zbývající část sodíku pak vstupuje s hliníkem do jadeitové složky (až 2,3 mol. %). Vzorek ML5 (granátový skarn s intersticiálním pyroxenem) naopak vykazuje u pyroxenů nízké obsahy jak Na_2O (do 0,359 hm. %) tak Al_2O_3 (0,104-0,105 hm. %); to znamená nízký podíl egerinové, jadeitové, ale i Ca-tschermakitové komponenty. Koncentrace TiO_2 jsou všeobecně nízké (do 0,061 hm. %) stejně jako obsahy MnO (max. 0,204 hm. %).

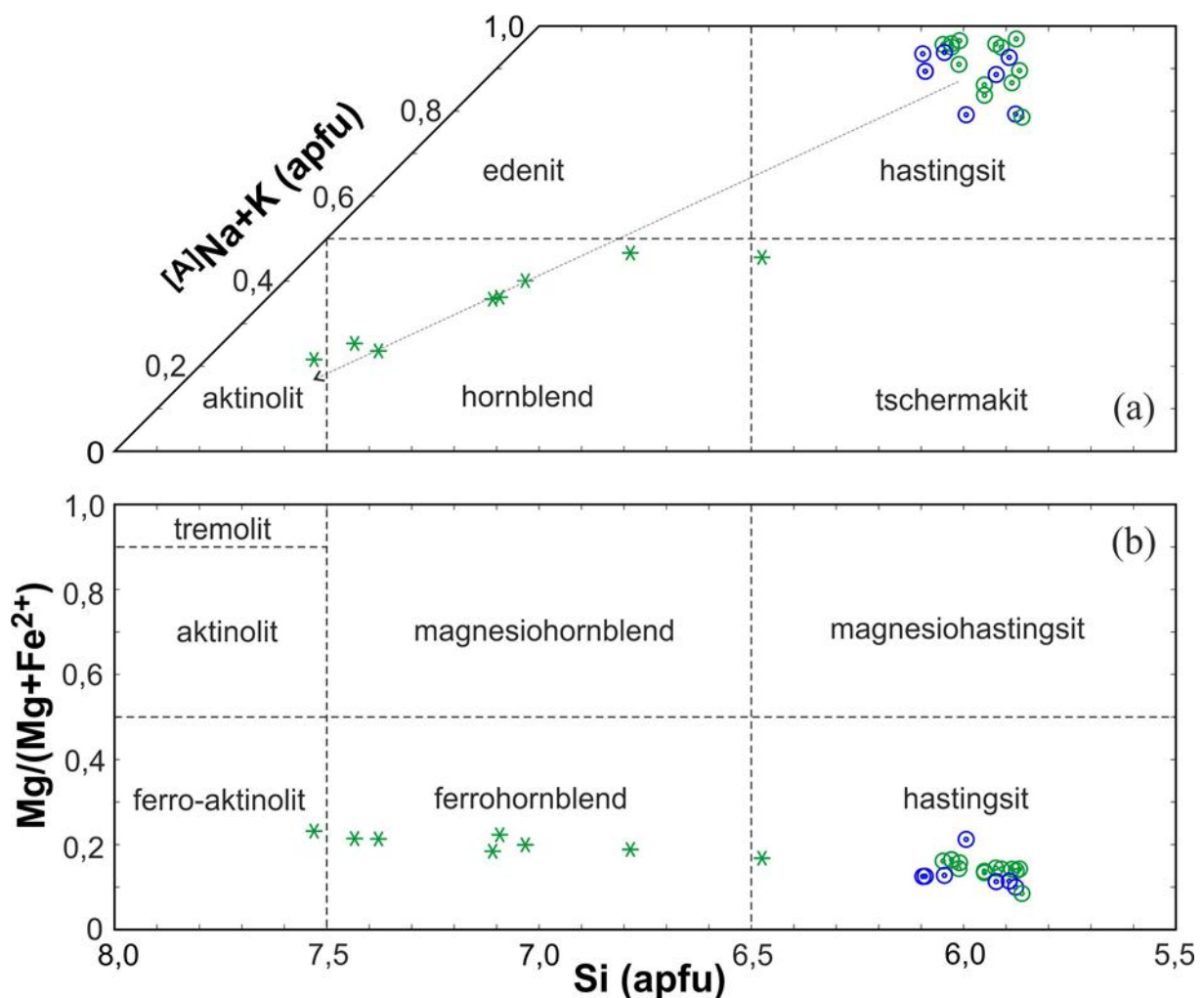


Obr. 12: (a) Nepravidelné partie v pyroxenech z lokality Měděnec (vzorek MD1), (b) průběh pyroxenové žilky odlišného složení základní pyroxenovou hmotou (vzorek VL2).

Měděnec: pyroxeny z lokality Měděnec chemicky odpovídají diopsid-hedenbergitu se zastoupením obou komponent v poměru až $Di_{50}He_{50}$. Zonálnost je patrná v odražených elektronech (obr. 12a), ale je nepravidelná až šmouhovitá. Je charakterizována poklesem Mg a růstem Fe od pyroxenu 1 k pyroxenu 2. Mírně zvýšené koncentrace Na_2O (0,325–0,574 hm. %) a Al_2O_3 (až 0,308 hm. %) mají za následek rostoucí podíl jadeitové komponenty, zbývající Al připadá na složku Ca-Tschermakovou; větší část Na pak vstupuje s trojmocným železem do složky egirínové (až 4,33 mol. %). Koncentrace TiO_2 dosahují nejvýše 0,036 hm. %, MnO do 0,364 hm. %.

4.4. Amfibol

Amfibol, který vzniká na úkor pyroxenu v základní hmotě spadá do skupiny vápenatých amfibolů. Podle klasifikace Leake et al. (1997) jsou vápenaté amfiboly hodnoceny na základě jednotlivých prvků na strukturních pozicích dle následujících parametrů: $Ca^B \geq 1,5$ apfu a zároveň $(Na+K)^A \geq 0,5$ apfu. Díky nízkému obsahu Ti ($Ti < 0,5$ apfu) a převaze trojmocného železa v oktaedrické pozici



Obr. 13: Klasifikace amfibolů v základní hmotě a v kalcit-albitových žilkách: (a) diagram obsahu Si (apfu) vs. Na+K na strukturní pozici A (apfu), (b) Mg hodnota vs. Si (apfu), (Leake et al., 1997).

nad hliníkem ($Al^{IV} < Fe^{3+}$) jsou skarnové amfiboly klasifikovány jako hastingsity (obr. 13). Pokud prochází amfiboly albit-kalcitové žilky mění se políčkovitě jejich chemické složení od hastingsitu přes hornblend až na aktinolit. Chemismus vybraných amfibolů je uveden v tab. 3.

Tab. 3: Chemismus vybraných intersticiálních a žilných amfibolů.

vzorek	VL2	VL2	ML4	ML4	ML3	ML3	VL1	ML1
analýza	17	21	7	15	Z6	32	8	6
pozice	matrix	matrix	matrix	matrix	žilka	žilka	matrix	matrix
SiO ₂ (hm.%)	36,905	35,950	37,238	36,192	46,547	47,247	35,884	35,828
TiO ₂	0,987	0,283	0,727	0,236	0,039	0,153	0,021	0,090
Cr ₂ O ₃	0,052	0,000	0,026	0,000	0,009	0,000	-	-
Al ₂ O ₃	10,109	11,716	10,899	11,907	3,798	2,888	11,717	12,847
FeO ^{TOT}	31,101	30,871	30,849	30,919	29,660	28,620	32,421	31,659
MnO	0,399	0,916	0,000	0,113	0,269	0,250	0,363	0,155
MgO	2,065	1,707	2,751	2,267	4,132	4,611	1,484	1,266
CaO	10,796	10,907	10,867	11,141	11,295	11,274	11,442	11,233
Na ₂ O	1,759	1,705	1,921	1,896	0,817	0,715	1,272	2,137
K ₂ O	1,801	1,813	2,046	1,808	0,141	0,171	1,862	0,593
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	-	-
Cl	0,449	0,316	0,115	0,069	0,100	0,145	-	-
součet	96,423	96,184	97,441	96,547	96,808	96,073	96,466	95,808
Si (apfu)	6,090	5,923	6,028	5,911	7,378	7,530	5,878	5,862
Al	1,910	2,077	1,972	2,089	0,622	0,470	2,122	2,138
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	0,057	0,199	0,108	0,203	0,088	0,073	0,140	0,340
Cr	0,007	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,756	0,962	0,808	0,904	0,331	0,185	1,176	1,006
Ti	0,122	0,035	0,089	0,029	0,005	0,018	0,003	0,011
Mg	0,508	0,419	0,664	0,552	0,976	1,095	0,362	0,309
Fe ²⁺	3,522	3,292	3,329	3,304	3,581	3,612	3,265	3,323
Mn	0,028	0,093	0,000	0,008	0,018	0,017	0,050	0,011
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,014	0,000	0,040	0,016	0,020	0,018	0,000	0,003
Mn	0,028	0,035	0,000	0,008	0,018	0,017	0,000	0,011
Ca	1,909	1,925	1,885	1,950	1,918	1,925	2,000	1,970
Na	0,049	0,040	0,075	0,027	0,044	0,040	0,000	0,016
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000
Na	0,514	0,505	0,528	0,574	0,207	0,181	0,404	0,662
K	0,379	0,381	0,422	0,377	0,029	0,035	0,389	0,124
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,126	0,088	0,032	0,019	0,027	0,039	0,000	0,000
X Mg	0,126	0,113	0,165	0,143	0,213	0,232	0,100	0,085

4.5. Magnetit

Analyzovány byly pouze magnetity z Vlastějovic a Malešova. Magnetit z obou lokalit charakterizuje zvýšený obsah Al₂O₃ (0,140-0,305 hm. %) a SiO₂ (až 0,068 hm. %). Magnetity neobsahují téměř žádné chalkofilní prvky, vanad ani chrom. Magnetity z Malešova se

vyznačují zvýšenými koncentracemi TiO_2 (0,058-0,074 hm. % pro Malešov, do 0,043 hm. % pro Vlastějovice), ale velmi nízkými koncentracemi manganu (Vlastějovice: 0,051–0,122 hm. %, Malešov: do 0,041 hm. %). Vybrané mikrosondové analýzy magnetitů se nachází v tab. 4.

Tab. 4: Chemické složení magnetitu.

vzorek analýza	VL1 1	VL1 4	ML1 2	ML1 3
V_2O_5 (hm.%)	0,000	0,019	0,016	0,018
SiO_2	0,049	0,052	0,068	0,050
TiO_2	0,029	0,023	0,074	0,058
Cr_2O_3	0,014	0,013	0,000	0,000
Al_2O_3	0,246	0,225	0,274	0,279
FeO^{TOT}	73,626	73,717	72,494	72,445
MnO	0,122	0,063	0,041	0,034
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	0,000	0,041	0,013	0,027
NiO	0,080	0,050	0,038	0,030
Součet	95,387	95,589	94,176	94,049

4.6. Ostatní minerály

Epidot se významněji vyskytuje pouze ve vzorcích VL4 a SK1. Pravděpodobně vzniká jako retrográdní minerál na úkor granátu. Je obohacen o Al (12,01–12,58 hm. %) na úkor Fe (8,591–9,882 hm. %) a má velice nízké obsahy MnO (do 0,1 hm. %).

Kalcit se ve skarnech objevuje jako vedlejší nebo akcesorický minerál. Nachází se v intersticiálních hlavní skarnové mineralizace nebo tvoří mladší žilky procházející skarnem. Kalcit je většinou čistý bez významnějšího obsahu Mg. Za zmínku stojí jen zvýšené obsahy FeO (do 0,267 hm. % pro granát–pyroxenový skarn, ale až 0,832 hm. % pro skarn magnetitový), které pravděpodobně pochází z okolních Fe-minerálů, př. magnetitu a SrO (0,107–0,368 hm. %), které substituuje za příslušné CaO.

Albit se v hlavních skarnových typech vyskytuje pouze akcesoricky a převážně jako čistý albit. Sekundárně může vznikat např. v přítomnosti amfibolu v kalcit-albitových žilkách, kde rozklad hastingsitu až na aktinolit poskytuje složky (Na, Al) pro hydrotermální krystalizaci albitu. Albit neobsahuje téměř žádné K_2O (do 0,1 hm. %) a jen nevýznamné množství CaO (do 0,275 hm. %, ve dvou případech ze vzorku ML3 obsah CaO přes 1 hm. %). Nepatrně vyšší je v něm obsah Fe (do 0,2 hm. %, v jednom případě ze vzorku ML3 až 0,828 hm. %).

5. FÁZOVÉ ROVNOVÁHY A INTENZIVNÍ VELIČINY

5.1. Univariantní termobarometrické rovnováhy

Geotermobarometrie je soubor metod, které se používají k odhadu teplotně tlakových podmínek, za kterých došlo ke vzniku stabilních minerálních asociací hornin. K výpočtu teplot a tlaků se především využívá chemického složení jednotlivých minerálních fází, které je citlivým indikátorem teplotně tlakových podmínek. Samotná termometrie využívá rovnováh mezi minerály a je založena na principu frakcionace prvků s podobnými náboji mezi fázemi, které se nachází v přímém kontaktu (ve skarnech se jedná např. o výměnu Fe^{2+} a Mg^{2+} mezi granátem a klinopyroxenem). Fáze vhodné pro účel termometrie jsou ty, které citlivě reagují na změnu teploty, ukazují velké rozdíly v entropiích (ΔS) a minimální změny v objemu (ΔV). Naopak dobrými barometry jsou fáze, které při změně tlaku budou vykazovat velké změny v objemu (ΔV) a minimální v entropii (ΔS).

Pro určení teplotně tlakových podmínek vzniku jednotlivých minerálních asociací skarnu můžeme využít univariantních rovnováh mezi čistými fázemi a koncovými členy minerálních roztoků. V případě progradní skarnové mineralizace se jedná o asociaci grt-cpx-mag, kdy koncové členy pevných roztoků tvoří následující rovnováhy:



v přítomnosti křemene, příp. je-li známá $a(\text{SiO}_2)$:



Hlavní minerál retrogradní skarnové asociace představuje amfibol. Ten vzniká především zatlačováním pyroxenu, ale často se nachází v přítomnosti granátu a albitu. Rovnováhy mezi koncovými členy intersticiálního amfibolu s těmito dvěma fázemi můžeme zapsat takto:



Granát je místy nahrazován epidotem. Rovnováhu mezi granátem a epidotem můžeme zapsat takto:





5.2. Intenzivní veličiny

Mezi minerály, příp. jejich koncovými členy, je možné navrhnout rovnováhy k určení chemických potenciálů jednotlivých složek soustavy. Příkladem je určení fugacity kyslíku pro granát-klinopyroxen-magnetitovou asociaci v přítomnosti křemene:



Obdobným způsobem je možné počítat fugacitu CO_2 , při vzniku sekundárních karbonátů ve skarnech:



Podle podmínek fázové rovnováhy je možné určit chemické potenciály všech složek soustavy na základě chemických potenciálů jednotlivých fází a jejich koncových členů. V naší práci uplatňujeme princip, že každá rovnovážná soustava p fází v c složkovém systému definuje Gibbsova volná energie G systému:

$$G = \sum_i^{1..p} \sum_j^{1..c} n_j^i \cdot \mu_j \quad (13)$$

kde μ udává chemický potenciál složky systému a n reprezentuje molární množství chemické složky j ve fázi i (dolní index udává složky, horní index se týká koncových členů fází). Za konstantního tlaku a teploty, $p = c$ a příslušná sada lineárních rovnic definuje chemické potenciály systémových složek jak je patrné ze vztahu:

$$G^i = \sum_j^{1..c} n_j^i \cdot \mu_j \quad (i = 1..p) \quad (14)$$

V modelovém systému $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{CaO}$ ($c = 6$) se pak rovnice (14) rozvíjí:

$$\begin{pmatrix} 3 & 1 & 0 & 3 & 0 & 0 \\ 3 & 0 & 1 & 0 & 0 & 3 \\ 3 & 1 & 0 & 0 & 0 & 3 \\ 2 & 0 & 0 & 0 & 1 & 1 \\ 2 & 0 & 0 & 1 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 & 1 & 0 & 0 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \mu_{\text{SiO}_2} \\ \mu_{\text{Al}_2\text{O}_3} \\ \mu_{\text{Fe}_2\text{O}_3} \\ \mu_{\text{FeO}} \\ \mu_{\text{MgO}} \\ \mu_{\text{CaO}} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mu_{\text{alm}} \\ \mu_{\text{adr}} \\ \mu_{\text{grs}} \\ \mu_{\text{di}} \\ \mu_{\text{hd}} \\ \mu_{\text{mag}} \end{pmatrix} \quad (15)$$

Počet lineárně nezávislých chemických potenciálů (μ) je dán počtem koncových členů. Za konstantního P a T , rozdílu $v = f - 2$ a z fázového pravidla vyplývá:

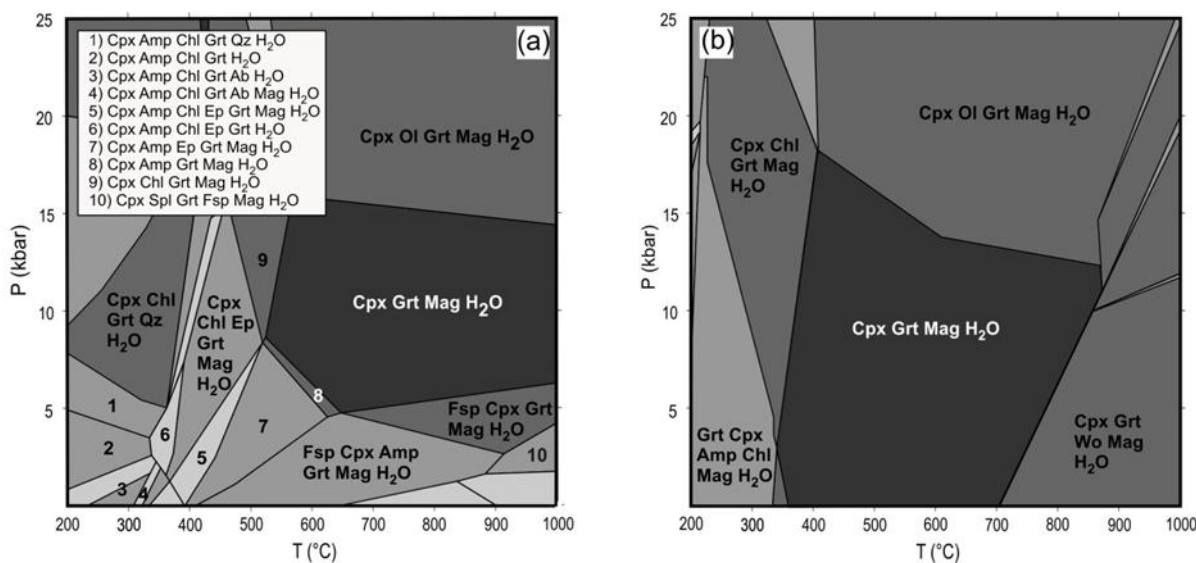
$$\mu = c - v = p \quad (16)$$

Gaussova redukce rovnice (15) s progresivní eliminací systémových komponent poskytuje rovnice pro výpočet rovnováhy jakéhokoliv rozdílu ve vícesložkovém kompozičním prostoru.

5.3 Fázové diagramy

Na základě celkového chemického složení horniny byly určeny pole stability jednotlivých minerálních asociací pomocí software PERPLEX a THERMOCALC. První teplotně tlaková pseudosekce (obr. 14a) je počítána pro vznik primární skarnové asociace v reprezentativním zastoupení proporcí 45 kat. % granátu, 45 kat. % klinopyroxenu a 10 kat. % magnetitu. Granát představuje chemické složení, ve kterém převládá almandinová a grosulárová složka nad andraditovou (XXXXX). Primární skarnová asociace se vyskytuje za teplot vyšších než 500 °C a tlaků 5-15 kb. Pokud by tlak rostl i za hranici 15 kb vznikl by ještě olivín, který se ve skarnech v Českém masívu nevyskytuje. Naopak při tlacích méně než 5 kb přistupuje živec, případně amfibol, které se v retrográdní skarnové asociaci nacházejí zcela běžně. Při dekompresi horniny za stálého snižování teplot a tlaků by vznikl hojně amfibol, příp. epidot nebo chlorit při zachování granátu a klinopyroxenu a menšího množství magnetitu. To odpovídá kompletní skarnové mineralizaci, kterou můžeme dnes na skarnových lokalitách posat. Protolitem skarnů by pak byli horniny, které odpovídají minerálnímu složení klinopyroxen-granát-amfibol-chlorit, případně může být zastoupen epidot nebo jen velmi malé množství magnetitu. To vypovídá o tom, že magnetit v tak velkém množství jaké jsou jeho obsahy v Ca-Fe skarnech nemohl být součástí protolitu a musel vznikat během pozdějších, pravděpodobně hydrotermálních procesech.

Druhá pseudosekce (obr. 14b) byla počítána pro skarnovou asociaci odpovídající minerálnímu složení 30 % granátu, 30 % klinopyroxenu a 40 % magnetitu. Hornina prodělala retrográdní alteraci a granát je silně rekrystalizovaný (obsah andraditové složky až 90 %).

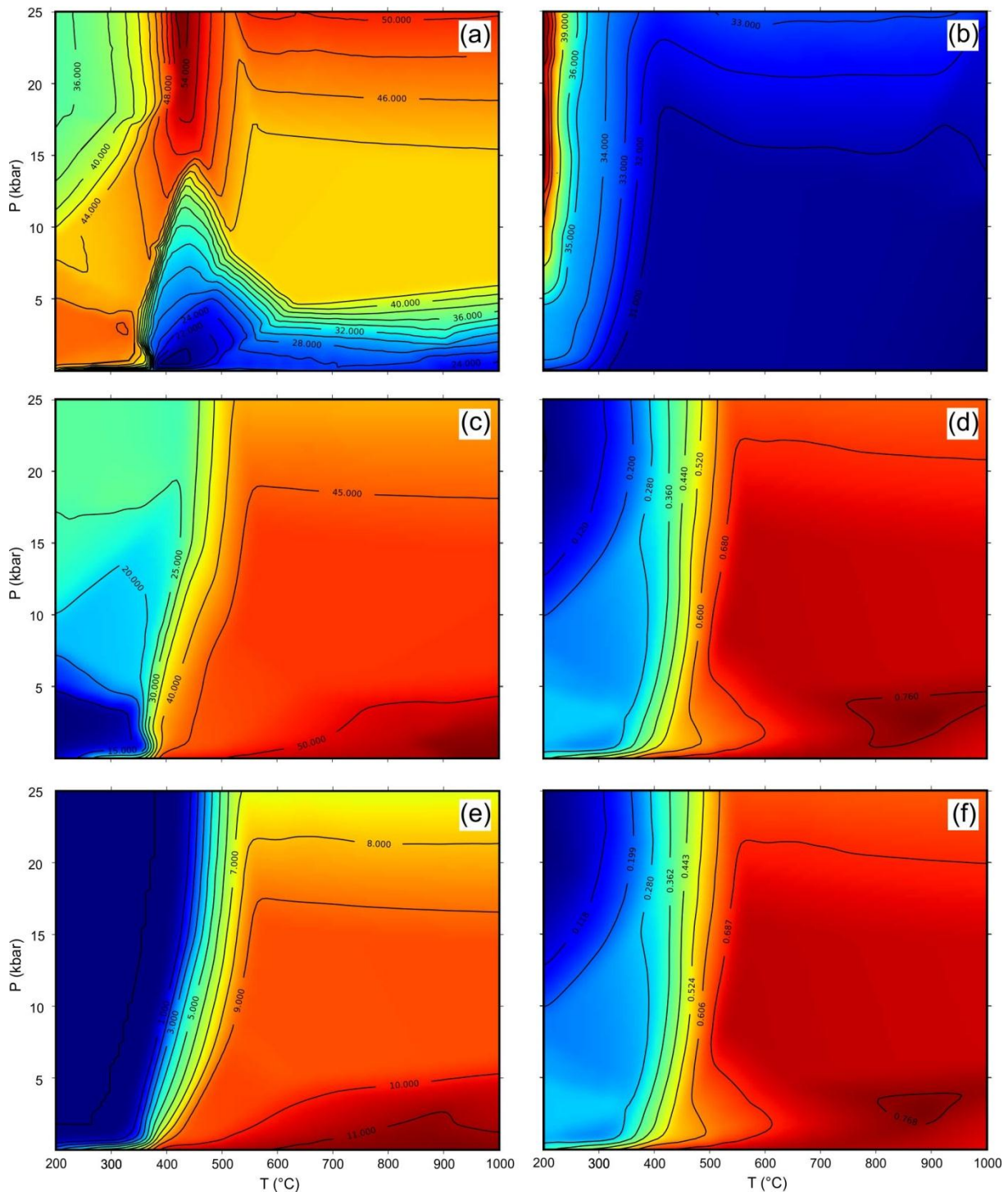


Obr. 14: Vypočítané pseudosekce na základě reprezentativních proporcí minerálů a jejich chemického složení: (a) Pseudosekce pro progradní skarnovou asociaci granát-klinopyroxen-magnetit, (b) Pseudosekce pro skarn, který prošel mladšími hydrotermálními procesy.

Ca-Fe skarnech nemohl být součástí protolitu a musel vznikat během pozdějších, pravděpodobně hydrotermálních procesech.

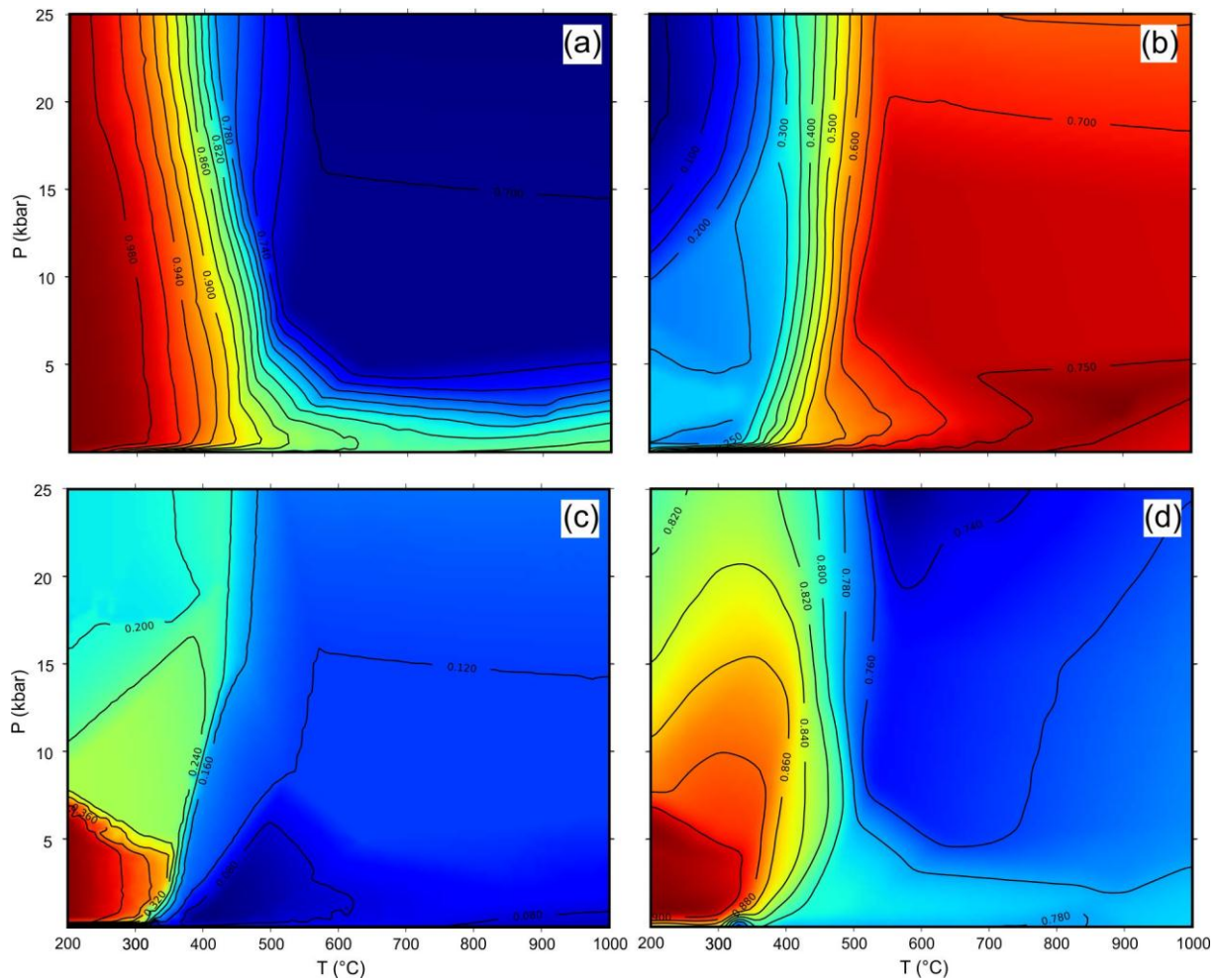
Druhá pseudosekce (obr. 14b) byla počítána pro skarnovou asociaci odpovídající minerálnímu složení 30 % granátu, 30 % klinopyroxenu a 40 % magnetitu. Hornina prodělala retrogradní alteraci a granát je silně rekrystalizovaný (obsah andraditové složky až 90 %). Primární skarnová asociace o již zmíněném složení je stabilní za teplot v rozsahu 300-700 °C a za velkého rozpětí příslušných tlaků (1-20 kbar). Pokud by rostla teplota stával by se stabilní wollastonit, při tlaku pře 20 kbar by zase vznikal olivín. "Protolitem" by byla progradní skarnová asociace obohacena malým množstvím magnetitu, s intersticiálním amfibolem a případně s chloritem.

K vizualizaci změn v obsahu minerálů nebo v chemickém složení některé z fází během probíhajících metamorfních procesů jsme použili metodu izopleť (software werami a pywerami). Na obr. 15 se nachází vypočtené izoplety, které zaznamenávají celkové zastoupení granátu, klinopyroxenu a magnetitu během progradní metamorfózy (vlevo odsazené diagramy) a pro retrogradní fázi (vpravo odsazené diagramy). Obr.15a a 15b znázorňují izoplety pro obsah granátu. Primární skarnová mineralizace se při vzniku progradního skarnu výrazně nabohacuje granátem, naopak v retrogradním skarnu granát ubývá. To může souviset se zatlačováním a nahrazováním granátu jinými fázemi (např. amfibolem). Naopak obsah klinopyroxenu stoupá v obou skarnech, v progradním skarnu velmi výrazně (obr. 15c a d). Magnetitu, který se v původní asociaci vyskytoval jen ve velmi malém množství, přibývá s růstem teploty. Maximální nabohacení magnetitem pak vykazuje retrogradní skarn. To opět svědčí o tom, že magnetit vznikl až během probíhajících metamorfních a hydrotermálních událostí a nebyl součástí původního protolitu.



Obr. 15: Izoplety počítané pro obj. % granátu, klinopyroxenu a magnetitu v průběhu vziku skarnu: (a) obj. % granátu, (c) klinopyroxenu a (e) magnetitu v prográdním skarnu; (b) obj. % granátu, (d) klinopyroxenu a (f) magnetitu v retrográdně postiženém skarnu.

Pro granát a klinopyroxen vznikající během prográdní metamorfózy jsme vypočítali izoplety pro zastoupení nejdůležitějších prvků v těchto minerálech (obr. 16). Na obr. 16 se nachází izoplety pro granát a změny obsahu Ca (obr. 16a) a Al (obr. 16b) během rostoucí prográdní metamorfózy. Hornina se názorně ochuzuje o vápník a naopak roste obsah hliníku. To znamená, že v prográdní asociaci reprezentuje granát o chemické složení granát-grosulár.



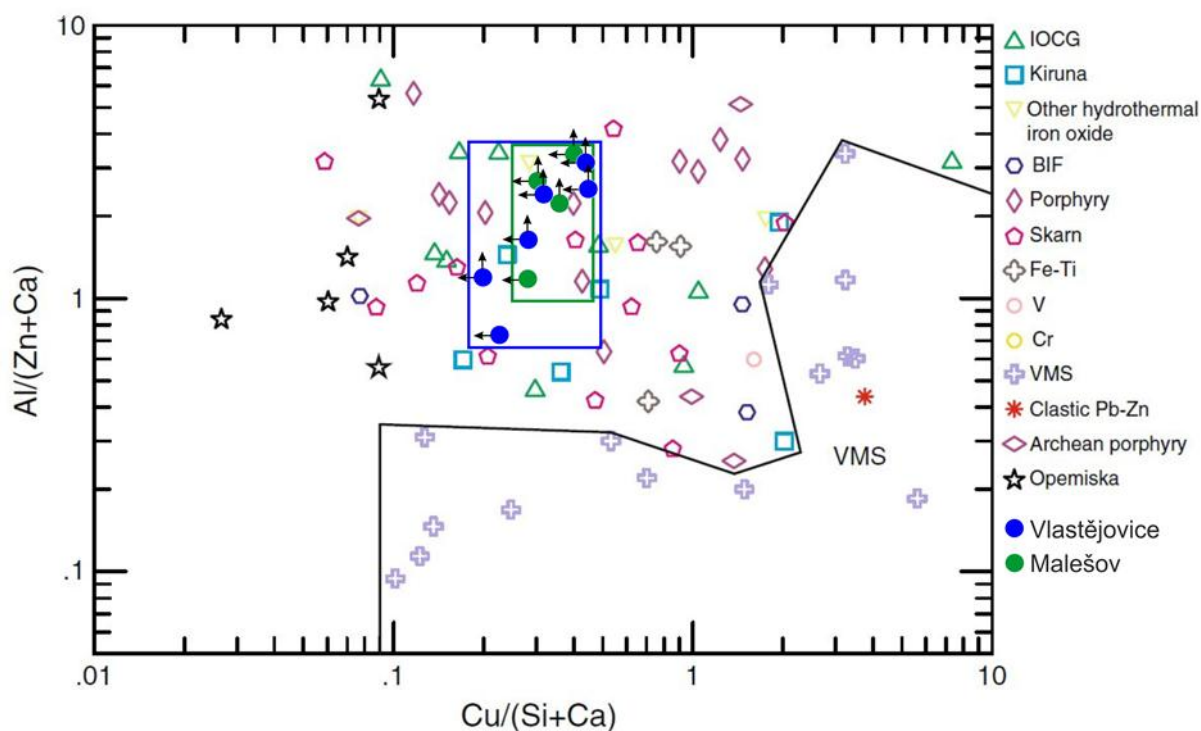
Obr. 16: Izoplety pro změny v chemickém složení granátu a klinopyroxenu během metamorních procesů při vzniku progradního skarnu: (a) $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ v granátu, (b) $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$ v granátu, (c) $\text{Na}/(\text{apfu})$ a (d) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ v klinopyroxenu.

Naopak při dekompresi se skarn bude ochuzovat o Al a růst bude Ca, což se projeví v nárůstu andraditové komponenty a poklesu složek almandinové a grosulárové. To dobře koreluje s chemickým složením námi analyzovaných granátů. Na obr. 16 ve zbylých dvou diagramech se nachází vykreslené izoplety pro změny v obsahu Na (obr. 16c) a Fe (obr. 16d) v klinopyroxenu, které shodně ukazují pokles obou složek během metamorfózy. Pokles obsahu Na a Fe pravděpodobně znamená obecně snížení tlakových podmínek.

6. DISKUSE

6.1. Původ skarnu

Magnetit je obvyklým kyslíkatým minerálem, který se vyskytuje v magmatických, sedimentárních i metamorfovaných horninách a může být tak hlavním nebo akcesorickým rudním minerálem na mnoha typech ložisek. Chemické složení magnetitu je pak ovlivněno horninovým prostředím, ve kterém vzniká. To platí i pro obsah stopových prvků. Ty pak charakterizují ať už svojí přítomností nebo koncentrací jednotlivá ložiska. Dupuis a Beaudoin (2011) identifikovali tyto stopové prvky, jejichž poměry a/nebo kombinace empiricky vymezují jedno nebo několik typů ložisek v charakteristickém poli v binárním diagramu. Některé diagramy diskriminují vzorky z jednoho ložiskového typu, zatímco další poskytují několik rozlišených polí, které jsou charakteristické pro jednotlivé typy ložisek. My jsme

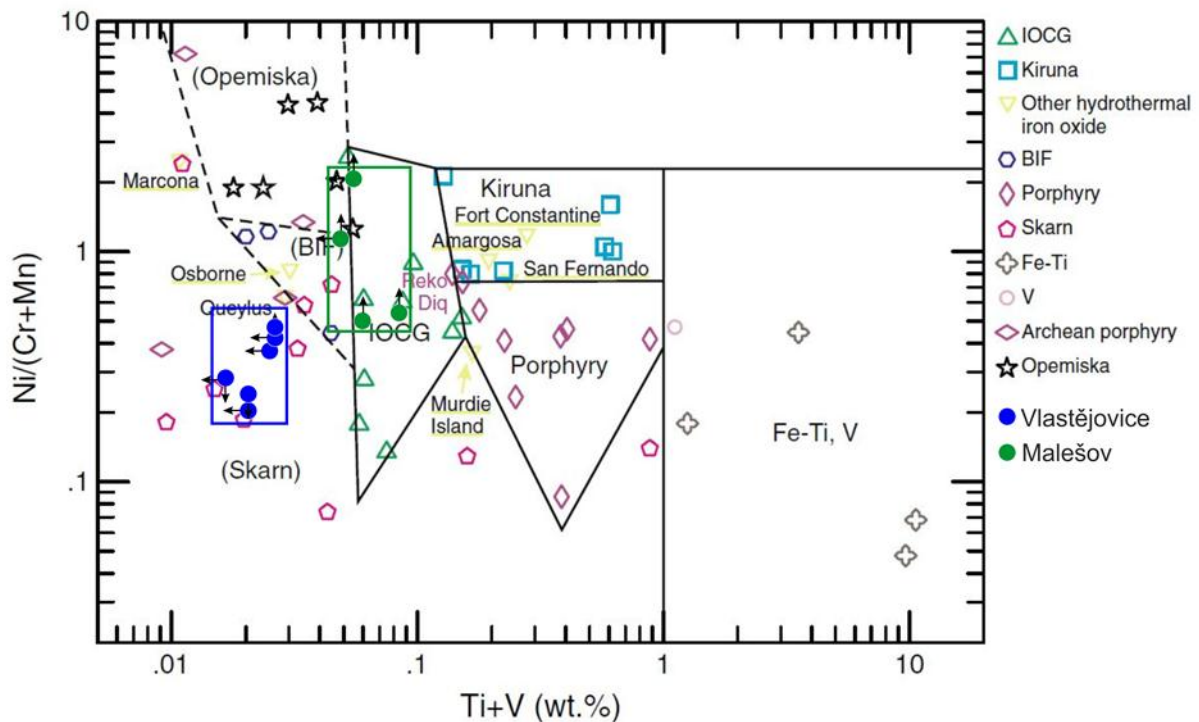


Obr. 17: Diagram Al/(Zn+Ca) vs. Cu/(Si+Ca) podle Dupuis a Beaudoin (2011).

použili tyto diskriminační diagramy a k vymezeným typům ložisek jsme k porovnání přidali hodnoty pro analyzované stopové prvky v magnetitech z Vlastějovic a Malešova.

Diagram Al/(Zn+Ca) vs. Cu/(Si+Ca) (obr. 17) efektivně vymezuje Volcanogenic massive sulfide ore deposits (dále již jen VMS) ložiska ze všech dalších typů ložisek. Magnetit z VMS ložisek se vyznačuje typicky vysokými hodnotami Si, Zn a Ca, naopak Al je nízký. Magnetity ze

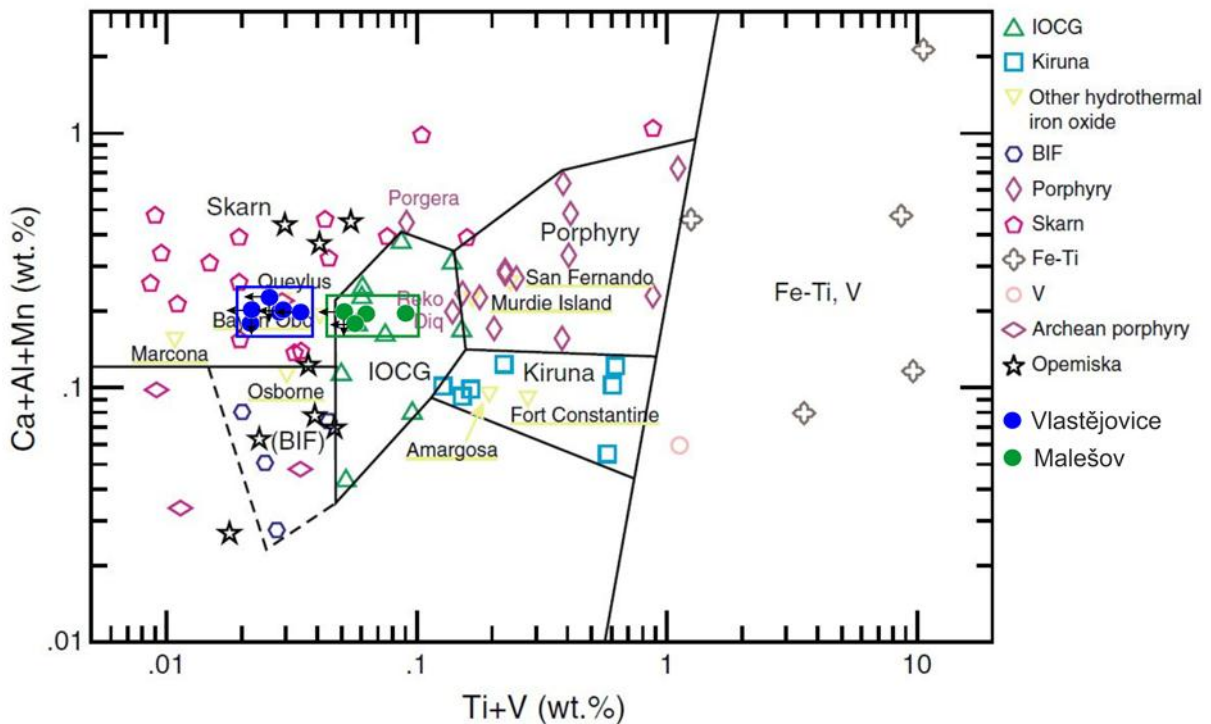
světových skarnů dobře korelují s hodnotami ze skarnových ložisek z Vlastějovic a Malešova. Magnetity mají zvýšené obsahy Al a Si, nízké koncentrace Ca a Cu i Zn se ve většině případů



Obr. 18: Diagram Ni/(Cr+Mn) vs. Ti+V (podle Dupuis a Beaudoin, 2011).

nachází pod detekčním limitem. Hodnoty $Cu/(Si+Ca) < 1$ a $Al/(Zn+Ca) = 0,8 - 5$ vylučují jejich vznik ve vulkanogenním nebo exhalacním prostředí.

Diskriminační diagram Ni/(Cr+Mn) vs. Ti+V (obr. 18) dobře definuje ložiska typu *iron oxide-copper-gold* (dále IOCG) a Kiruna, dále porfyrická měděná a Fe-Ti-V ložiska. Magnetity ze skarnů mají obvykle nízké koncentrace Ti+V, ale vykazují variabilitu v poměru Ni/(Cr+Mn). Chemické složení magnetitu, příp. hematitu z ložisek typu *banded iron formation* (dále BIF) ohraničuje shluk s nízkými koncentracemi Ti+V a střední hodnotami poměru Ni/(Cr+Mn). Naopak některá ložiska typu IOCG padají svými hodnotami již do pole skarnů nebo BIF ložisek. Magnetity z lokality Vlastějovice spolu se světovými skarny spadají do pole vymezeného pro typická skarnová ložiska. Vyznačují se nízkými koncentracemi Ti+V (< 0,05) i hodnotami Ni/(Cr+Mn) (0,3-0,7). Naopak magnetity z Malešova mají vysoké obsahy Ti (2 krát větší než Vlastějovické skarny) a vykazují velmi nízké koncentrace Mn. To se projevuje velkou variabilitou v jejich rozložení v diagramu a magnetity z Malešova padají do polí charakteristických svým složením pro ložiska typu BIF, případně IOCG. Pravděpodobně se však jedná jen o zvýšené koncentrace Ti a Malešov svou minerální asociací a chemickým složením patří mezi skarny.



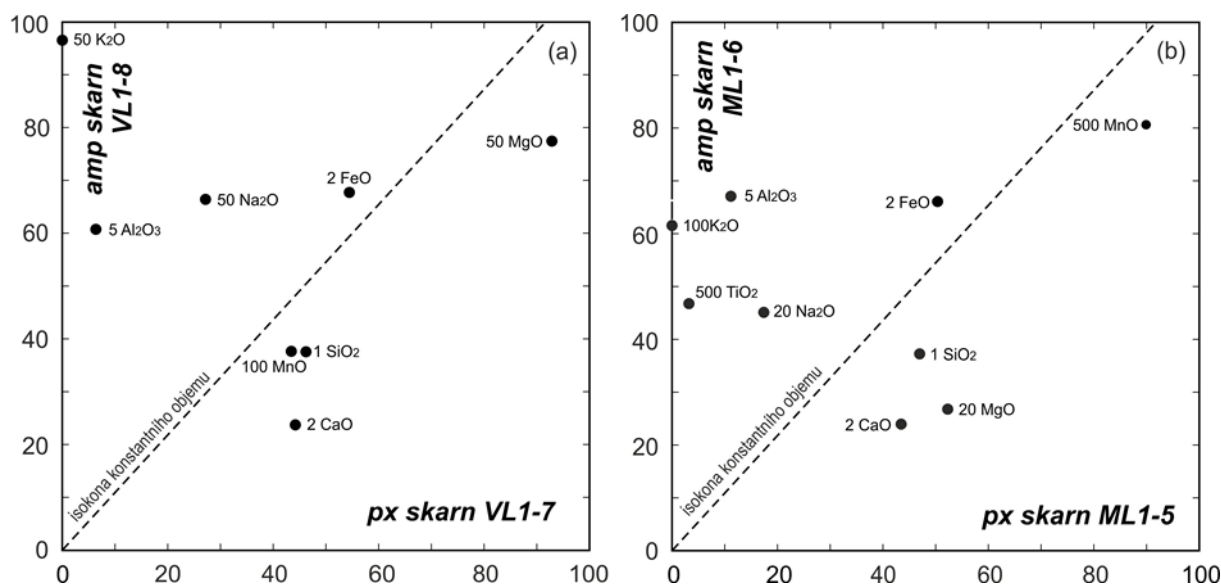
Obr. 19: Diagram Ca+Al+Mn vs. Ti+V (podle Dupuis a Beaudoin, 2011).

Diagram Ca+Al+Mn vs. Ti+V (obr. 19) dobře vymezuje skarnová a Fe-Ti-V ložiska, dále také ložiska typu IOCG, BIF, Kiruna a porfyrická měděná. Nízké koncentrace Ti+V vykazují železné rudy z ložiska typu BIF, ale jsou charakteristické i pro Opemisku, archaická porfyrová ložiska a většinu skarnových ložisek. Ta naopak charakterizuje vysoká hodnota Ca+Al+Mn (> 0,1 hm. %). Vlastějovické magnetity padají opět do pole vymezeného pro typické skarny, vyznačují se především nízkým obsahem titanu. Malešovské magnetity jsou dokonce v tomto diagramu zcela promítnuté v poli charakteristickém pro ložiska typu IOCG. Důvodem je opět především zvýšený obsah Ti, který je posouvá mimo pole určené pro skarny. Koncentrace Ca+Al+Mn je pro obě ložiska konstantní a vymezuje je v poměrně úzkém pruhu hodnot (0,232-0,368 hm. %).

Uvedené diskriminační diagramy vylučují vznik magnetitu ve vulkanosedimentárním nebo sedimentárně-exhalačním prostředí. Chemické složení magnetitů (především z lokality Vlastějovice) je typické pro skarnová ložiska a magnetit pravděpodobně vznikl během metamorfních událostí při vzniku skarnu.

6.2. Vznik amfibolu

Vznik amfibolu, případně reakčních amfibolových zón je jedním z nejvýznamnějších alteračních procesů typický pro skarny s obsahem pyroxenu. Vznikající amfibol účinkem fluidní fáze (např. z pegmatitových žil) příslušný pyroxen zatlačuje a následně i nahrazuje. Předpokládáme, že se tak v převážné většině případů děje za konstantního objemu, tzn., že



Obr. 20: Izokonové diagramy: (a) izokonový diagram pro příklad sousedních zrn klinopyroxenu a amfibolu z lokality Vlastějovice; (b) totéž pro lokalitu Malešov.

z příslušného objemu klinopyroxenu vzniká adekvátní množství amfibolu. Důvodem našeho tvrzení je, že intersticiální amfiboly se nacházejí často pouze v přítomnosti pyroxenu a jiné potenciálně vznikající fáze se v jeho blízkém okolí nevyskytují. Vyjímkou jsou intersticiální zrna amfibolu v přítomnosti albitu, případně granátu, kde albit pravděpodobně vzniká mladšími procesy než amfibol. Chemicky podloženým případem jsou kalcit-albitové žilky, které prochází napříč amfibolovými zrny a políčkovitě mění jejich chemismus od hastingsitu přes hornblend až na aktinolit. Domníváme se, že původně žilky neobsahovaly vůbec žádný albit, který je pravděpodobně sekundárním produktem při loužení amfibolu. Právě rozklad hastingsitu až na aktinolit může poskytovat složky Na a Al které sloužili k hydrotermální krystalizaci albitu.

Chemická bilance, případně mobilita prvků během hydrotermálních (alteračních, metasomatických) procesů může být znázorněna pomocí isokonových diagramů (Grant, 1986). Na obrázku 20 jsou vykresleny isokonové diagramy pro amfibol a klinopyroxen z lokality Vlastějovice a Malešov. V obou případech byla vybrána zrna klinopyroxenů, která byla částečně nahrazována amfibolem a tudíž pro vnesení do isokonových diagramů vhodná. Na obrázcích je patrné, že při vzniku amfibolu dochází k výraznému přínosu Na, K, Al, příp. Fe a Ti. Naopak pyroxenový skarn byl výrazně ochuzen o Mg, Ca, Mn, případně Si. Hmotnosti jednotlivých přinesených nebo naopak odnesených složek na dané množství horniny lze pak vypočítat z jednoduché rovnice:

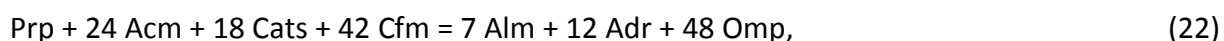
$$\Delta m_i = f_v \cdot c_i^a \cdot \rho_a / \rho_o - c_i^o, \quad (17)$$

kde ρ_a a ρ_o jsou hustoty původní a alterované horniny, c_a a c_o jsou koncentrace prvků v původní a alterované hornině (v hm. %) a f_v představuje objemový faktor, který se za konstantního objemu rovná jedné. Tak lze vypočítat, že na lokalitě Vlastějovice (resp. Malešov) byl zaznamenán při amfibolizaci přínos na každých 100 g horniny 0,466 g (0,811 g)

Na₂O, 5,06 g (5,019 g) Al₂O₃, 1,318 g (0,442 g) K₂O, 0,001 g (0,04 g) TiO₂ a 2,15 g (3,105 g) FeO^{tot}. Především přínos Al, resp. Ti ukazuje na značnou mobilitu těchto málo rozpustných prvků. Naopak původní pyroxenový skarn ztratil na každých 100 g horniny 0,288 g (0,877 g) MgO, 6,179 g (6,565 g) SiO₂, 8,147 g (8,07 g) CaO a 0,075 g (0,028 g) MnO.

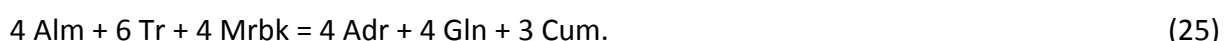
6.3. Rekonstrukce hydrotermálních událostí

Aplikace výše uvedených termodynamických veličin, petrografie a současných poznatků nám umožnila rekonstruovat procesy, které pravděpodobně probíhali během vzniku a vývoje skarnů v Českém masívu. K jejich rekonstrukci pak především posloužili petrografické a geochemické znalosti, které jsme aplikovaly na uvedený sled probíhajících událostí. Podmínky vzniku primární granát-klinopyroxenové minerální asociace určují následující rovnováhy mezi jednotlivými koncovými členy:



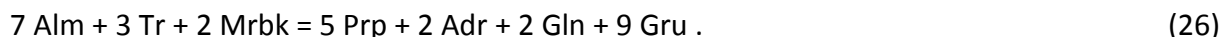
na jejichž základě byly vypočítány průměrné teploty vzniku progradního skarnu okolo 670 °C při daném tlaku 10 kbar. To je ve shodě i s teplotami odhadovanými při studiu jiných skarnových lokalit (např. Pertoldová et al., 1998).

Navazujícím procesem byl pravděpodobně vznik amfibolu a následné zatlačování pyroxenu, příp. granátu. O vzniku amfibolu v přítomnosti granátu svědčí petrografická pozorování a mezi koncovými členy amfibolu a granátu můžeme vymezit tyto rovnováhy:

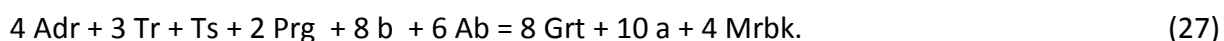


Při rozpětí tlaku 3-9 kbar vycházely teploty v poměrně úzkém pruhu hodnot 500-560 °C. To koreluje s faktem, že amfibol pravděpodobně vznikl z kraje retrogradní metamorfní fáze, to znamená za nižších teplot a tlaků.

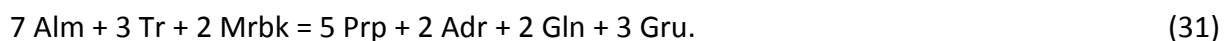
Pro potvrzení své teorie jsme uvažovali i o amfibolu, který se nachází v přítomnosti rekrystalizovaného granátu. Mezi nima může existovat tato rovnováha:



Při podobném rozpětí tlaků nám vycházely téměř úplně stejné teploty. To může znamenat, že amfibol vznikl při retrográdní metamorfóze v přítomnosti granátu, který již částečně nebo zcela rekrystalizoval. V pyroxenových skarnech VL2 a ML4 se v přítomnosti amfibolu a granátu nacházel i albit. Pro asociaci granát, amfibol a albit existuje tato rovnováha:



Tato asociace vznikala při podobných teplotně-tlakových podmínkách jako předchozí amfibol, který byl pouze v přítomnosti granátu (teplota 550 °C při tlaku okolo 6 kbar). Domnívám se, že albit vznikl v návaznosti na loužení pyroxenu, příp. amfibolu a amfibol jim samotný ovlivněn nebyl. Právě loužením intersticiálních amfibolových zrn hastingsitového složení vzniká pravděpodobně albit ve vzorku ML3. Ochuzení hastingsitu o Na a Al dává vznik hornblendu, příp. aktinolitů a uvolněný sodík a hliník může způsobovat hydrotermální krystalizaci albitu. Přeměna hastingsitu na aktinolit pak probíhala za nižších teplot a tlaků; pro tlak odpovídající 4 kbar vycházejí teploty asi 440 °C. Pro ověření podmínek této hydrotermální události jsme použili rovnováhu granát-aktinolit (granáty jsou přítomny okolo amfibolových zrn). Vznik aktinolitů v přítomnosti granátu charakterizují tyto rovnováhy:



Při stejném tlaku 4 kbar vychází naprosto shodná teplota jako pro asociaci hornblend-aktinolit, což potvrzuje teplotně-tlakové podmínky tohoto mladšího hydrotermálního procesu. Pokud jsme použili místo původního granátu, novotvořený a rekrystalizovaný nemělo to vliv na změnu teploty, To svědčí o tom, že aktinolit vznikl mnohem mladšími a odlišnými hydrotermálními procesy než samotná rekrystalizace granátů. Aktinolit musel již koexistovat i s rekrystalizovaným granátem.

Snažili jsme se charakterizovat i vznik epidotu v přítomnosti granátu a pyroxenu, ale tuto podle nás nejmladší skarnovou asociaci se nám blíže charakterizovat nepodařilo.

7. SHRnutí

Vápenato-železnaté skarny jsou jednou z charakteristických součástí regionálně metamorfovaných komplexů. Jejich minerální asociace, struktury i výrazné obohacení o Ca, Al a Fe jsou podobné kontaktně metasomatickým skarnům, avšak v tomto případě je jejich původ nevysvětlený. Cílem této práce je charakterizovat hlavní intenzivní termodynamické veličiny vzniku skarnů, tj. teplotu, tlak, příp. chemické potenciály hlavních složek. Aplikace petrografie, minerálního složení a termodynamického modelování nám umožnila rekonstruovat procesy, které se podílely na vzniku a vývoji skarnů v Českém masívu.

Skarny na lokalitách Vlastějovice (moldanubikum), Malešov (kutnohorské krystalinikum) a Měděnec (saxothuringikum) mají primární granát-klinopyroxenové asociace s magnetitem, na které navazuje vznik amfibolových reakčních zón, epidotu, karbonátových žil, příp. slabá prostorová silicifikace spjatá s umístěním granitových pegmatitů nebo cirkulací hydrotermálních fluid.

Granát je nejhojnějším skarnovým minerálem. Původní jemnozrnné agregáty ($Grs_{30-50}Alm_{30-40}Adr_{10-30}$) jsou často rekrystalizovány a tvoří masivní polohy nebo individuální euhedrálně omezená zrna s výraznou chemickou zonálností. Ta se projevuje výrazným obohacením o andraditovou komponentu, která se zvýšila na úkor složek grosulárové a almandinové ($Grs_{05-30}Alm_{1-30}Adr_{40-90}$). Indikátorem rekrystalizace je také pyropová komponenta, jejíž obsah se zvyšující se intenzitou rekrystalizace výrazně klesá. Na Měděnci dochází až k chemické transformaci na andradit a skigait.

Druhým nejběžnějším minerálem skarnů je klinopyroxen řady diopsid-hedenbergit se složením od $Di_{50}Hd_{50}$ (Měděnec) do $Di_{10}Hd_{90}$ na lokalitách Vlastějovice a Malešov. Chemická variabilita, případně zonálnost klinopyroxenů se nejvýrazněji projevuje v koncentracích Na, Al, Fe a Mg; to znamená především v obsahu složek jadeitové, egirínové a Ca-Tschermakové. Primární klinopyroxeny mají zvýšený obsah jadeitové a egirínové složky, zatímco pozdní a rekrystalizované typy mají proměnlivé zastoupení Ca-Tschermakové složky. Amfibol, který vzniká na úkor pyroxenu v základní hmotě je sodný až draselný hastingsit. Pokud jsou amfiboly protínány pozdními albit-kalcitovými žilkami, mění se políčkovitě jejich chemické složení od hastingsitu přes hornblend až na aktinolit. Tato přeměna současně poskytuje Na a Al pro hydrotermální krystalizaci albitu.

Pro určení teplotně tlakových podmínek vzniku jednotlivých minerálních asociací skarnu jsme využili univariantních rovnováh mezi čistými fázemi nebo jejich koncovými členy s použitím termodynamických modelů pro aktivitu v závislosti na chemickém složení. Původní asociace granát-klinopyroxen-magnetit je stabilní za teplot přesahujících 500 °C a tlaku 5-15 kbar. Univariantní rovnováhy mezi koncovými členy granátu a klinopyroxenu odpovídají teplotě 670 °C při tlaku 10 kbar.

Amfiboly hastingsitového složení vznikají podle univariantních rovnováh za 550 °C a 5,9 kbar, a podle geologických pozorování na lokalitách Malešov a Vlastějovice odpovídají cirkulaci hydrotermálních roztoků uvolněných z pegmatitových žil. Podmínky vzniku aktinolitových a albit-aktinolitových žilek je možné odvodit na základě hastingsit-

aktinolitového solvu v přítomnosti granátu, tj. 440 °C a 4 kbar. Nejmladším hydrotermálním procesem je tvorba epidotu za podmínek facie zelených břidlic.

Tento přístup jsme doplnili konstrukcí fázových diagramů pro reprezentativní proporce a složení granátu, klinopyroxenu a magnetitu. Teplotně tlakové pseudosekce pro skarny s různými typy granátu ukazují, že protolitem skarnů by byly chlorit-amfibol-granát-klinopyroxenové prekurzory, v nichž progradní dehydratace by způsobila přeměnu chloritu a amfibolu na magnetit, a souběžně přeměnu nízkoteplotního andraditu na granát s výrazným podílem almandinu. Naopak při dekompresi skarnu bude docházet k silicifikaci, vzniku amfibolu, plagioklasu a epidotu. Původ monominerálních těles magnetitu v asociaci s algrandit-hedenbergitovými skarny je možné pouze vysvětlit cirkulací hydrotermálních roztoků až za vrcholných teplotně tlakových podmínek. Pokračující hydrotermální aktivitu při chladnutí a exhumaci dobře dokumentují univariantní rovnováhy granátu, klinopyroxenu, amfibolu a albitu, přičemž rekrystalizaci na almandinem-chudé granáty můžeme vysvětlit metasomatickým přínosem anebo izochemickou dekompresí.

Chemické složení magnetitu charakterizuje vysoký obsah Al a Si, ochuzení o siderofilní (V, Cr) a chalkofilní prvky. Tyto parametry odpovídají magnetitu v typických metasomatických skarnech a vylučují původ českých skarnů ve vulkanosedimentárním nebo exhalačním prostředí.

8. PODĚKOVÁNÍ

Na tomto místě bych rád poděkoval svému vedoucímu bakalářské práce Davidu Dolejšovi, za jeho čas, cenné rady a především trpělivost, kterou mi věnoval při přípravě této práce. Děkuji též Martinu Rackovi a Kateřině Schlöglvé za pomoc při obsluze mikrosondy na pracovišti PŘF UK v Praze a také Heleně Klákové za pomoc při mikroskopování. Neposledně bych chtěl poděkovat mé rodině a přítelkyni za podporu nejen při tvorbě této práce, ale i v průběhu celého mého studia.

9. SEZNAM LITERATURY

- Baker, T., Lang, J. R. (2003): Reconciling fluid inclusions, fluid processes and fluid source in skarns, Mexico. *Mineralium Deposita*, 38, 474-495.
- Bernard, J. H. (2000): Minerály České republiky. Stručný přehled. Nakladatelství Akademie věd České republiky, Praha, 186 str.
- Bernard, J. H., Pouba, Z. (eds., 1986): Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masívu. Ústřední ústav geologický, Praha, 320 str.
- Bowman, J. R. (1998): Stable-isotope systematics of skarns. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 26, 1-49.
- Brown, P. E., Bowman, J. R., Kelly, W. C. (1985): Petrologic and stable isotope constraints on the source and evolution of skarn-forming fluids at Pine Creek, California. *Economic Geology*, 80, 72-95.
- Drahota, P., Pertold, Z., Pudilová, M. (2005): Three types of skarn in the northern part of the Moldanubian zone, Bohemian Massif-implications for their origin. *Journal of the Czech Geological Society*, 50, 19-33.
- Dupuis, C., Beaudoin, G. (2011): Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralium Deposita*, 46, 319-335.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D., Newberry, R. J. (1981): Skarn deposits. *Economic Geology*, 75th anniversary volume, 317-391.
- Einaudi, M. T., Burt, M. D. (1982): Introduction – terminology, classification, and composition of skarn deposits. *Economic Geology*, 77, 745-754.
- Fettes, D., Desmonds, J. (eds., 2007): *Metamorphic Rocks. A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, Cambridge, 244 str.
- Grant, J. A. (1986): The isocon diagram—a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, 81, 1976-1982.
- Hejtman, B. (1962): Petrografie metamorfovaných hornin. Nakladatelství Československé akademie věd, Praha, 540 str.
- Houzar, S. (1998): Přehled skarnů moravské části moldanubika. *Bulletin mineralogicko-petrologického oddělení Národního muzea v Praze*, 6, 77-83.
- Chrt, J. (1959): Dosavadní výsledky vyhledávacího průzkumu na ložiskách skarnového typu v Krušných horách a Krkonoších. *Geologický průzkum*, 1, 3-8.
- Klomínský, J., Sattran, V. (1963): Entstehungsgeschichte der Skarne im mittleren Teil von Krušné hory (Erzgebirge). *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 38, 371-374.
- Kotková, J. (1987): Skarnová ložiska přísečnicko-měděnecké oblasti Krušných hor. Nepublikovaná diplomová práce, Univerzita Karlova, Praha, 86 str.
- Kotková, J. (1991): Skarns of the central part of the Krušné hory Mts. - mineralogy, geochemistry and their implications for the skarn origin. *Věstník Ústředního Ústavu geologického*, 66, 215-232.
- Koutek, J. (1950): Ložisko magnetovce skarnového typu u Vlastějovic v Posázaví. *Rozpravy II. třídy České akademie věd*, 60, 27, 30 str.

- Koutek, J. (1952): Skarn v Holšicích u Kácova v Posázaví. Zprávy o geologických výzkumech, 1952, 45-46.
- Koutek, J. (1952): Magnetocové ložisko „U černé rudy“ u Malešova, jižně od Kutné Hory. Věstník Ústředního Ústavu geologického, 27, 172-173.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kirsch, H., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Youzhi, G. (1997): Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. Mineralogical Magazine, 61, 295–321.
- Magnuson, N. H. (1960): Iron and sulfide ores of central Sweden. International Geologic Congress, 21st, Copenhagen 1960, Excursion Guides A26 a C21, 48 str.
- Meinert, L. D. (1992): Skarns and skarn deposits. Geoscience Canada, 19, 145-162.
- Meinert, L. D., Hedenquist, J. W., Satoh, H., Matsuhisa, Y. (2003): Formation of anhydrous and hydrous skarn in Cu-Au ore deposits by magmatic fluids. Economic Geology, 98, 147-156.
- Meinert, L. D., Dipple, G. M., Nicolescu, S. (2005): World Skarn Deposits. Economic Geology, 100th anniversary volume, 299-336.
- Morimoto, N. (1989): Nomenclature of pyroxenes. Canadian Mineralogist, 27, 143-156.
- Němec, D. (1960): Poznámky ke skarnům z okolí Korduly u Rouchovan. Acta Musei Moraviae, 45, 37-44.
- Němec, D. (1963a): Asociace skarnů s karbonátovými horninami ve svratecké antiklinále. Sborník geologických věd, Geologie, 2, 101-119.
- Němec, D. (1963b): Mg-Skarne des westmährischen Kristallins. Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse I, 172, 263-308.
- Němec, D. (1964): Skarny županovické oblasti. Sborník geologických věd, Ložisková geologie, 3, 43-107.
- Němec, D. (1973): Ložisková charakteristika regionálně metamorfovaných skarnů Českomoravské vrchoviny. Hornická Příbram ve vědě a technice, sekce geologie ložisek nerostných surovin, 165-178.
- Němec, D. (1991): Regional typization of the iron skarns of the Bohemian-Moravian Heights (Českomoravská vrchovina). Acta Musei Moraviae, Scientiae naturales, 76, 51 – 82.
- Němec, D. (1996): Skarns in West-Moravian amphibolites. Acta Musei Moraviae, Scientiae naturales, 80 (1995), 41-46.
- Niiranen, T., Mänttari, I., Poutiainen, M., Oliver, N. H. S., Miller, J. A. (2005): Genesis of Paleoproterozoic iron skarns in the Misi region, northern Finland. Mineralium Deposita, 40, 192-217.
- Pertold, Z., Pouba, Z. (1982): Prävariszische Mineralisationen der peripheren Zone des Böhmschen Massivs (ČSSR). Zeitschr. f. angew. Geol., 28, 366-370.

- Pertold, Z., Pertoldová, J., Pudilová, M. (1997): Metamorphic history of skarns in the Gföhl unit, Moldanubicum, Bohemian Massif, and implications for their origin. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 41, p. 157-166.
- Pertoldová, J. (1986): Podmínky vzniku skarnů na ložiskách Pernštejn, Županovice a Nové Město pod Smrkem. MS, kandidátská disertační práce, Univerzita Karlova, Praha, 1-86.
- Pertoldová, J., Pertold, Z., Pudilová, M. (1998): Metamorphic Development of Skarns at Pernštejn, Svatka Crystalline Complex, Bohemian Massif. *Journal of the Czech Geological Society*, 43, 191-202.
- Pertoldová, J., Týcová, P., Verner, K., Košuličová, M., Pertold, Z., Košler, J., Konopásek J., Pudilová M. (2009): Metamorphic history of skarns, origin of their protolith and implications for genetic interpretation: an example from three units of the Bohemian Massif. *Journal of Geosciences*, 54, 101-134.
- Pons, J. M., Franchini, M., Meinert, L., Recio, C., Etcheverry, R. (2009): Iron skarns of the Vegas Peladas District, Mendoza, Argentina. *Economic Geology*, 104, 157-184.
- Pošmourný, K. (1982): Stratiformní železné rudy v krystaliniku sv. části Českého masivu (Krkonosé, Železnobrodsko, Orlické hory). *Sborník geologických věd, Ložisková geologie, mineralogie* 23, 125-170.
- Potužák, M. (1996): Skarn ve Vlastějovicích na Holém vrchu. Nepublikovaná diplomová práce, Univerzita Karlova, Praha, 1-138.
- Shimazaki, H., Sakai, H. (1984): Regional variation of sulfur isotope composition of skarn deposits in the westernmost part of Inner zone of Southwest, Japan. *Mining Geology*, 34, 419-424.
- Singoyi, B., Zaw, K. (2001): A petrological and fluid inclusion study of magnetite-scheelite skarn mineralization at Kara, northwestern Tasmania: Implications for ore genesis. *Chemical Geology*, 173, 239-253.
- Taylor, H. P., Jr. (1980): The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 47, 243-254.
- Tilley, C. E. (1951): The zoned contact-skarns of the Broadford area, Skye. *Mineralogical Magazine*, 29, 621-666.
- Tornos, F., Delgado, A., Casquet, C., Galindo, C. (2000): 300 Million years of episodic hydrothermal activity: stable isotope evidence from hydrothermal rocks of the Eastern Iberian Central System. *Mineralium Deposita*, 35, 551-569.
- Törnebohm, A. E. (1875): *Geognostisk beskrifning ofver Persbergets Grufvefält*. Sveriges Geologiska Undersökning Stockholm, P.A. Norstedt and Sons, 21 p.
- Verkaeren, J., Bartholomé, P. (1979): Petrology of the San Leone Magnetite Skarn Deposit (S. W. Sardinia). *Economic Geology*, 74, 53-66.
- Wang, S., Williams, P. J. (2001): Geochemistry and origin of Proterozoic skarns at the Mount Elliot Cu-Au(-Co-Ni) deposit, Cloncurry district, NW Queensland, Australia. *Mineralium Deposita*, 36, 2001.

- Watanabe, T. (1960): Characteristic features of ore deposits found in contact-metamorphic aureoles in Japan. *International Geology Review*, 2, 946-966.
- Zemánek, V. (1956): Skarnová ložiska v okolí Černého Potoka u Přísečnice v Krušných horách. *Sborník Ústředního Ústavu geologického, Oddělení geologie*, 23, 297-349.
- Zemánek, V. (1959): Skarny v širokém okolí Přísečnice a Měděnce. *Sborník Ústředního Ústavu geologického, Oddělení geologie*, 24, 241-312.
- Zharikov, V.A. (1959): Geology and metasomatic processes at the skarn base metal deposits of the Western Karamazar. *Transactions of the Institute of Mineralogy and Geochemistry of Ore Deposits, Russian Academy of Sciences, Moscow*, v. 14.
- Zharikov, V.A. (1970): Skarns. *International Geology Review*, v. 12, p. 541-559, p. 619-647, and p. 760-775.
- Zharikov, V.A. (1991): Skarn types, formation and ore mineralization conditions, *in* Barto-Kyriakidis, A., ed., *Skarns-their genesis and metallogeny*. Athens, Greece, Theophrastus Publications S.A., p. 455-466.
- Zitzmann, A. (1977): The iron ore deposits of Europe and adjacent areas. Volume I. Hannover, 418 str.
- Zoubek, V. (1946): Poznámky k otázce skarnů, granulitů a jihočeských grafitových ložisek. *Sborník SGÚ*, 13, 483-496.
- Žáček, V. (1997): Compositional evolution of garnet in the regionally metamorphosed Moldanubian skarn, Vlastějovice, Bohemia-evidence of the preservation of early stages pre-dating regional metamorphism. *Věstník Českého geologického Ústavu*, 72, 37-48.

10. PŘÍLOHY

A. Seznam vzorků

VL1: Vlastějovice, Holý vrch, činný lom, spodní etáž lomu;

Jemnozrnný, masivní magnetitový skarn s pásky (mm) klinopyroxenu, které jsou výrazně zatlačeny amfibolem.

VL2: Vlastějovice, vrch Magdalena, činný lom, sev. část lomu;

Jemnozrnný, masivní pyroxenový skarn s velmi malým množstvím granátu.

VL3: Vlastějovice, Holý vrch, činný lom, spodní etáž lomu, jižní část;

Jemnozrnný, masivní pyroxenový skarn s amfibolovou reakční zónou v okolí pegmatitu.

VL4: Vlastějovice, vrch Magdalena, činný lom, stěna naproti vjezdu do lomu;

Páskovaný granát-pyroxenový skarn s pásky (cm) masivního rekrystalizovaného granátu a epidotem; v žilkách a hnízdech hojný kalcit.

SK1: Vlastějovice, Holý vrch, činný lom, spodní etáž lomu;

Jemnozrnný páskovaný granát-pyroxenový skarn s hojným epidotem.

ML1: Malešov, opuštěné důlní dílo „U černé rudy“, hlavní komora;

Masivní magnetitový skarn s intersticiálními hrubými zrny amfibolu, granátu a pyroxenu; zřejmě rekrystalizovaný.

ML2: Malešov, opuštěné důlní dílo „U černé rudy“, hlavní komora;

Průnik žilky granitového pegmatitu do jemnozrnného pyroxenového skarnu; velmi silná rekrystalizace a hybridizace po celém vzorku, ve skarnu se tvoří amfibol-živcové agregáty.

ML3: Malešov, opuštěné důlní dílo „U černé rudy“, hlavní komora;

Drobnozrnný pyroxenový skarn s intersticiálním amfibolem a hrubozrnným až masivním, rekrystalizovaným granátem.

ML4: Malešov, opuštěné důlní dílo „U černé rudy“, hlavní komora;

Drobno- až jemnozrnný masivní pyroxenový skarn s malým množstvím šmouhovitě až hnízdivitě uspořádaného jemnozrnného granátu.

ML5: Malešov, opuštěné důlní dílo „U černé rudy“, rozrážka proti hlavní komoře;

Masivní granátový skarn s intersticiálním karbonátem a drobnozrnným pyroxenem.

MD1: Měděnec; halda v areálu bývalého dolu Měděnec

Jemnozrnný skarn s pásy klinopyroxenu a magnetitu a s rekrystalizovaným granátem.

CP1: Černý Potok; halda staré dobývky Kremsiger

Drobnozrnný páskovaný skarn s jemnozrnným klinopyroxenem a pásy bohatšími magnetitem.