https://doi.org/10.46861/bmp.33.151 PŮVODNÍ PRÁCE/ORIGINAL PAPER

Retrográdní alterace peridotitu z lomu Plaňany u Kolína (kutnohorské krystalinikum, Česká republika): kontrastní chování silikátů a sulfidů

Retrograde alteration of peridotite from the quarry Plaňany near Kolín (Kutná Hora Crystalline Complex, Czech Republic): contrasting behaviour of silicates and sulfides

Zdeněk Dolníček[1)]*, Michaela Krejčí Kotlánová[2)] a Rostislav Koutňák[3)]

[1)]*Mineralogicko-petrologické oddělení, Národní muzeum, Cirkusová 1740, 193 00 Praha 9 - Horní Počernice; *e-mail: zdenek.dolnicek@nm.cz*
[2)]*Výzkumný ústav stavebních hmot, Hněvkovského 30/65, 617 00 Brno*
[3)]*Bezručova 1168, 765 02 Otrokovice*

Dolníček Z, Krejčí Kotlánová M, Koutňák R (2025) Retrográdní alterace peridotitu z lomu Plaňany u Kolína (kutnohorské krystalinikum, Česká republika): kontrastní chování silikátů a sulfidů. Bull Mineral Petrolog 33(2): 151-165. ISSN 2570-7337

Abstract

Migmatites from the Plaňany I quarry (Kutná Hora Crystalline Complex, Czech Republic) rarely contain small xenoliths of ultramafic rocks, which are dominated by serpentinites and pyroxenites. We studied a rare xenolith of a weakly serpentinized peridotite by means of an electron microprobe. The original (primary) mineral assemblage is represented by prevailing olivine (Fo_{90}) and small amounts of clinopyroxene ($Wo_{48-49}En_{49-50}Fs_{1-3}$), orthopyroxene ($En_{92}Fs_{8}$), chromspinelide ($Chr_{45-65}Spl_{20-46}Mch_{0-12}Mgt_{2-4}Hrc_{0-5}Ghn_{1-2}Gal_{1}Ulv_{0-1}$), and sulfides (pentlandite and cobaltopentlandite). The alteration phases include amphiboles (magnesiohornblende and tremolite), chlorite (clinochlore), minerals of the serpentine group, magnetite, heazlewoodite, orcelite, bornite, and an undetermined phase with high amount of Bi. The paragenetic position of calcite and an unnamed $(Ni,Fe)_4S_3$ phase was not recognized. Sulfides reacted much more sensitively to superimposed alterations than silicates in the studied rock: whereas olivine shows only weak serpentinization, the sulfide droplets dominated by (cobalto)pentlandite were in almost all cases deeply transformed to the association heazlewoodite + magnetite. The alteration fluids were poor in reduced sulfur and derived from outside of the xenolith because brought Na, K, F and Bi from the surrounding crustal rocks.

Key words: *Plaňany, Kutná Hora Crystalline Complex, peridotite, serpentinization, heazlewoodite, pentlandite, Ni_4S_3*

Obdrženo 22. 9. 2025; přijato 24. 11. 2025

Úvod

Činný osmietážový jámový lom nad železniční zastávkou v Plaňanech (těžebna Plaňany I) je klíčovou lokalitou pro studium litologické náplně nejseverozápadnější v současném erozním řezu odkryté části kutnohorského krystalinika. Vzhledem ke specifičnosti horninové náplně někteří autoři přilehlou část krystalinických sekvencí vyčleňují jako samostatnou plaňanskou jednotku v rámci kutnohorského krystalinika. Jde o litologicky pestrý horninový komplex charakterizovaný intenzivní deformací a silným metamorfním přetiskem provázeným anatexí (Fišera 1977; Synek a Oliveriová 1993). Lomem jsou odkryty zejména různé typy migmatitů (hlavně sillimanit-biotitické migmatity s granátem a porfyroblasty muskovitu, méně pyroxen-biotit-amfibolické migmatity). První typ je prostorově asociován s drobnými tělesy erlanů a relikty biotitických a granát-biotitických pararul, zatímco druhý typ doprovází a lemuje kry různých typů amfibolitů (biotitické, granátické, s titanitem a s pyroxenem), polohu leukokratní biotitické ruly a drobné xenolity ultramafitů (Fišera 1981; Novák a Vrbová 1996; Owen et al. 2007). Metamorfní sekvence je protnuta až 0.5 m mocnými pravými žilami usměrněného biotitického granodioritového porfyritu (Fišera 1979, 1981) a místy i pravými či ložními žilami texturně poměrně jednoduchých granitických pegmatitů o mocnostech nepřesahujících 1 m (Fišera 1981). V nadloží krystalinika vystupují křídové sedimenty (svrchní cenoman - spodní turon) s hojnými zkamenělinami (Žítt 2001; Marek et al. 2013) a vrstva spraše (Fišera 1977, 1981).

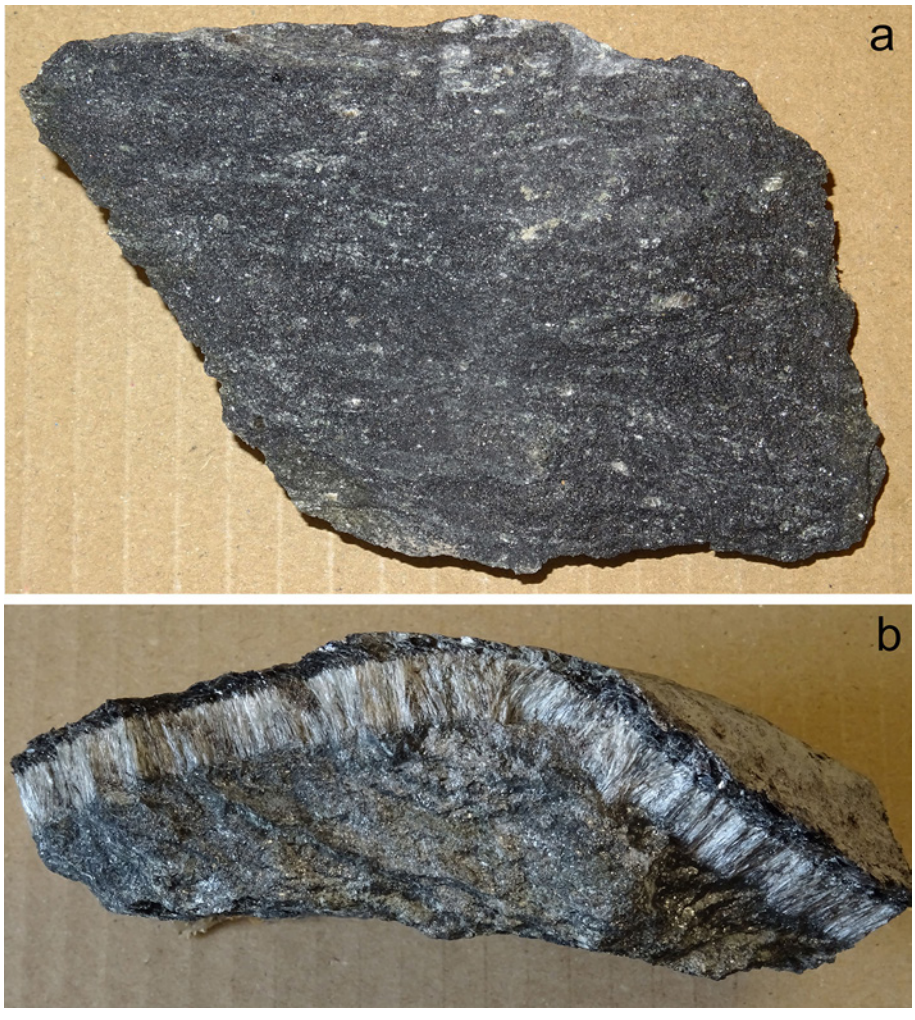
Ultramafické horniny jsou velmi vzácnou komponentou horninové asociace plaňanského lomu. Vytvářejí drobné okrouhlé xenolity o velikosti maximálně prvních jednotek metrů, které jsou uzavřeny v migmatitech. Často kolem nich bývá vyvinut různě mocný reakční lem tvořený hlavně amfiboly (aktinolit-tremolit), flogopitem, méně i mastkem (Fišera 2003). Petrograficky jsou ultramafické xenolity tvořeny zejména pyroxenity či serpentinity (Fišera 1977, 1981, 2003). Serpentinity jsou zcela serpentinizované peridotity (Fišera 1981). Soudě podle literárních údajů jsou v lomu jen ojedinělé nálezy xenolitů málo serpentinizovaných peridotitů. Owen et al. (2007) studovali jeden takový xenolit z pohledu celohorninové geochemie a stručně se zmiňují i o minerálním složení horniny. Vedle převažujícího, zčásti serpentinizovaného olivínu (Fo_{82})

hornina obsahovala už jen stopy flogopitu, tremolitu a chloritu a autoři ji tedy petrograficky označili jako dunit (Owen et al. 2007). Citovaný článek je doplněn i čtyřmi tabelovanými minerálními analýzami z mikrosondy. Další práce, které by se podrobněji zabývaly minerálním složením a chemismem jednotlivých horninotvorných minerálů plaňanských ultramafitů, nám nejsou známy.

V roce 2024 byl autory této práce v odstřeleném materiálu na nejhlubší (osmé) etáži lomu nalezen v migmatitech asi 35 cm velký xenolit kulovitého tvaru, tvořený jemnozrnnou černozelenou horninou (obr. 1a) s instruktivně vyvinutým vláknitým amfibolovým lemem o mocnosti 1 - 3 cm (obr. 1b). Podrobnější studium jádrové horniny tohoto xenolitu ukázalo, že jde o relativně málo serpentinizovaný peridotit, jehož minerální složení je výrazně pestřejší než v případě nálezu popsaného Owenem et al. (2007). Vzhledem k velmi nízkému stupni moderní prozkoumanosti tohoto typu hornin na dané lokalitě prezentujeme výsledky bližšího mineralogického studia našeho nového nálezu v tomto příspěvku.

Materiál a metodika

Studovaný vzorek, jenž byl v lomu odebrán autory předložené studie, je v současnosti uložen v petrografické sbírce Národního muzea v Praze pod inventárním číslem P1H 25540. Z odřezku vzorku byl zhotoven válcový nábrus o průměru 2.5 cm s označením PLN-26 (P. Sečkár, Geopreparáty s.r.o.). Následně byl vyrobený preparát vakuově napařen uhlíkovou vrstvou o tloušťce 30 nm a studován na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 (Národní muzeum, Praha). Na přístroji byly pořízeny snímky ve zpětně odražených elektronech (BSE), provedena identifikace jednotlivých fází pomocí energiově disperzních (EDS) spekter a kvantitativně měřeno chemické složení vybraných fází ve vlnově disperzním (WDS) modu. Měření kyslíkatých minerálů probíhalo při urychlovacím napětí 15 kV, proudu svazku 20 nA (spinelidy) či 10 nA (silikáty) a průměru elektronového svazku 0.7 - 2 μm. Ve spinelidech byly měřeny obsahy Al, Ca, Co, Cr, Fe, Mg, Mn, Ni, P, S, Sb, Si, V a Zn a v silikátech obsahy Al, Ba, Ca, Cl, Cr, F, Fe, K, Mg, Mn, N, Na, Ni, P, Pb, Si, Sr, Ti, V a Zn. Při analýzách byly použity následující standardy a analytické čáry: Al_2O_3 (Al*K*α), albit (Na*K*α), almandin (Al*K*α, Fe*K*α, Si*K*α), antimonit (Sb*L*α), apatit (P*K*α, Ca*K*α), baryt (Ba*L*β), BN (N*K*α), celestin (S*K*α, Sr*Lβ*), Co (Co*K*α), Cr_2O_3 (Cr*K*α), diopsid (Mg*K*α), halit (Cl*K*α), LiF (F*K*α), Ni (Ni*K*α), rodonit (Mn*K*α), sanidin (Al*K*α, K*K*α, Si*K*α), TiO_2 (Ti*K*α), V (V*K*α), vanadinit (Pb*M*α), wollastonit (Ca*K*α, Si*K*α) a zinkit (Zn*K*α). Data byla automaticky korigována na overlapy P-Ca, Ti-V a V-Cr. Sulfidy a arzenidy byly analyzovány při urychlovacím napětí 25 kV, proudu svazku 20 nA a průměru elektronového svazku 0.7 μm. Použité standardy, měřené prvky a analytické čáry: albit (Na*Kα*), Ag (Ag*Lα*), Au (Au*Mα*), baryt (Ba*Lα*), Bi_2S_3 (Bi*Mβ*), CdTe (Cd*Lα*), Co (Co*Kα*), Cr (Cr*Kα*), $CuFeS_2$ (Cu*Kα*, S*Kα*), FeS_2 (Fe*Kα*), GaAs (Ga*Lα*), Ge (Ge*Lα*), HgTe (Hg*Lα*), InAs (In*Lα*), Mn (Mn*Kα*), NaCl (Cl*Kα*), NiAs (As*Lβ*), Ni (Ni*Kα*), PbS (Pb*Mα*), PbSe (Se*Lβ*), PbTe (Te*Lα*), sanidin (K*Kα*), Sb_2S_3 (Sb*Lα*), Sn (Sn*Lα*) a ZnS (Zn*Kα*). Získaná data byla korigována na koincidence P-Ca, Na-Zn, Ag-Cd a Sb-As. Měřící časy na píku se pohybovaly mezi 10 a 30 s, měřící čas každého pozadí trval polovinu času měření na píku. Načtená data byla přepočítána na obsahy prvků vyjádřené v hm. %, s použitím standardní PAP korekce (Pouchou a Pichoir 1985). Obsah kyslíku v kyslíkatých fázích byl dopočten ze stechiometrie. Obsahy výše uvedených prvků, které nejsou uvedeny v níže prezentovaných tabulkách minerálních analýz, byly ve všech případech pod mezí stanovitelnosti (obvykle mezi 0.05 a 0.1 hm. %, v případě F a některých dalších těžších prvků kolem 0.2 hm. %).

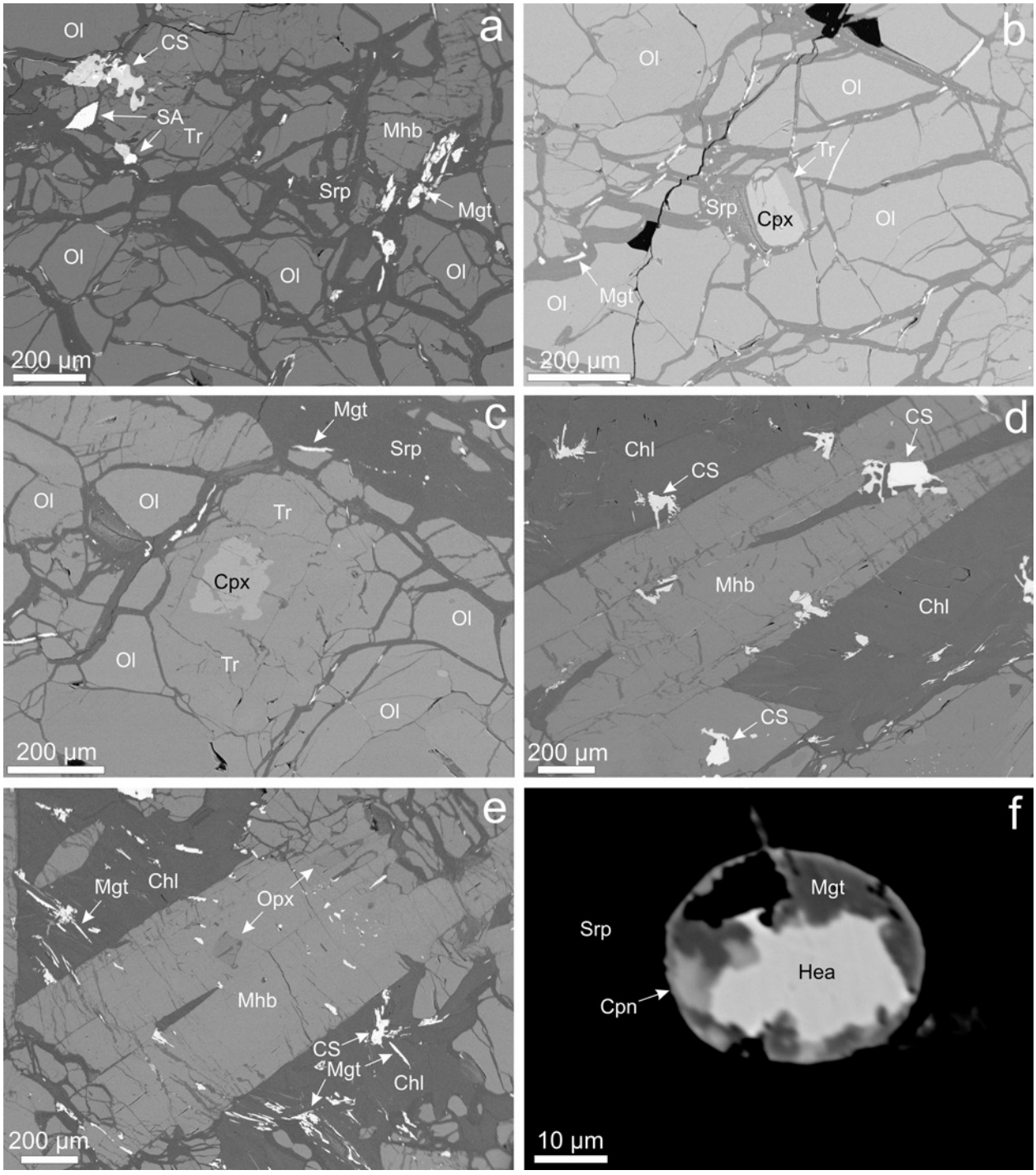


Obr. 1 *Makroskopický vzhled vzorků ze studovaného peridotitového xenolitu. a - vzorek peridotitu z centra xenolitu, šířka vzorku 12 cm, b - vzorek z okraje xenolitu s vláknitým amfibolovým reakčním lemem, šířka vzorku 16 cm. Snímky R. Koutňák.*

Minerální složení peridotitu

Většina plochy zhotoveného nábrusu je tvořena rovnoměrně zrnitým agregátem olivínu jen velmi slabě postiženého druhotnými přeměnami (obr. 2a-c). Menší domény ve vzorku obsahují jako hlavní fáze minerály s obsahem vázané vody, a to serpentin, amfiboly a chlorit (obr. 2d,e). Další fáze zjištěné ve vzorku jsou klinopyroxen, ortopyroxen, kalcit, chromit, spinel, magnetit, pentlandit, kobaltopentlandit, heazlewoodit, bornit, orcelit, nepojmenovaná fáze s ideálním vzorcem $(Ni,Fe)_4S_3$ a jedna neurčená fáze s vysokým obsahem Bi. Rudní minerály ze skupiny sulfidů a arzenidů jsou vázány výhradně na ojedinělé většinou sférické sulfidické agregáty kapkovitého tvaru o velikosti až 100 μm, uzavírané porůznu v silikátové matrici (obr. 2f). Bližší charakteristika jednotlivých minerálů je obsahem následujících odstavců.

Olivín je zcela převažující složkou primární asociace horniny. Vytváří postejně velká izometrická zrna o ve-



Obr. 2 *Minerální asociace studovaného peridotitu na BSE snímcích. a-c - slabě alterované partie s převahou olivínu (Ol) a malým množstvím klinopyroxenu (Cpx), chromspinelidů (CS) a sulfidických agregátů (SA). Alterační fáze jsou zastoupeny tremolitem (Tr), magneziohornblendem (Mhb), magnetitem (Mgt) a minerály serpentinové skupiny (Srp). d,e - silně alterované domény s převahou chloritu (Chl) a magneziohornblendu. Amfibol lokálně uzavírá drobné relikty ortopyroxenu (Opx). f - sférická sulfidická inkluze, uzavřená v minerálu ze serpentinové skupiny, složená z heazlewooditu (Hea), kobaltopentlanditu (Cpn) a magnetitu. Všechny snímky Z. Dolníček.*

likosti do 1 mm, která jsou podél intergranulár a trhlin přeměňována na minerály serpentinové skupiny (obr. 2a-c). Chemická zonalita olivínu není v obraze BSE patrná. Značnou homogenitu chemismu prokázaly i bodové WDS analýzy (tab. 1). Klasifikačně jde vždy o **forsterit** ($Fo_{89.5-89.9}Fa_{10.1-10.5}$). Obsah Mn nepřesahuje 0.003 *apfu* (báze přepočtu čtyři atomy kyslíku na vzorcovou jednotku) a obsah Ni kolísá mezi 0.006 a 0.009 *apfu*. Průměrný (n = 6) empirický vzorec studovaného forsteritu z Plaňan je $(Mg_{1.79}Fe_{0.21}Ni_{0.01})_{\Sigma 2.01}Si_{1.00}O_{4.00}$.

Klinopyroxen byl vzácně zaznamenán v málo serpentinizovaných partiích horniny. Vytváří drobná izometrická zrna, jež jsou po obvodu lemována, respektive korodována tremolitem (obr. 2b,c). Zonalita není patrná ani v BSE obraze, ani na základě získaných WDS analýz (tab. 1). V klasifikaci Morimota et al. (1989) padají průmětné body všech analýz do pole **diopsidu** ($Wo_{48-49}En_{49-50}Fs_{1-3}$; obr. 3a). Průměrný (n = 7) empirický vzorec (báze přepočtu šest atomů kyslíku a čtyři kationty na vzorcovou jednotku) studovaného klinopyroxenu z Plaňan je $(Ca_{0.93}Na_{0.01})_{\Sigma 0.94}(Mg_{0.97}Fe^{2+}_{0.04}Fe^{3+}_{0.02}Cr_{0.01})_{\Sigma 1.04}(Si_{1.98}Al_{0.02})_{\Sigma 2.00}O_{6.00}$.

Ortopyroxen byl velmi vzácně zjištěn v podobě několika drobných reliktů uzavřených v jednom z velkých krystalů magneziohornblendu (obr. 2e). Zachované relikty ortopyroxenu dosahují velikosti do 150 µm. V BSE obraze nejsou zonální. Jedna WDS analýza (tab. 1) ukázala složení odpovídající téměř čistému **enstatitu** ($En_{92}Fs_{8}$; obr. 3a). Empirický vzorec (báze přepočtu šest atomů kyslíku a čtyři kationty na vzorcovou jednotku) ortopyroxenu z Plaňan je $(Mg_{1.82}Fe^{2+}_{0.16}Fe^{3+}_{0.02}Ca_{0.01})_{\Sigma 2.01}(Si_{1.99}Fe^{3+}_{0.01})_{\Sigma 2.00}O_{6.00}$.

Amfiboly se vyskytují pouze v alterovaných partiích horniny spolu s chloritem a minerály serpentinové skupiny (obr. 2a-c). Většinou lemují a zatlačují pyroxeny (obr. 2b,c,e). Z pohledu vývinu a chemického složení lze ve studovaném peridotitu rozlišit dva typy amfibolu. Makroskopicky nápadné jsou až několik mm velké, automorfně až hypautomorfně omezené dlouhé sloupečky prorůstající více alterovanými partiemi horniny bohatými na chlorit (obr. 2d,e). Tento typ amfibolu v jednom případě zatlačuje enstatit (obr. 2e). V BSE obraze nejsou tyto amfiboly zonální. Chemickým složením (tab. 2) odpovídají v klasifikaci Leaka et al. (1997) **magneziohornblendu** [Si = 6.71 - 7.15 apfu; báze přepočtu 23 atomů kyslíku a počet kationtů vyjma Ca, Na a K (eCNK) co nejbližší hodnotě 13; všechno železo je za dané podmínky kalkulováno jako trojvalentní; $Mg/(Mg+Fe^{tot})$ = 0.92 - 0.94; obr. 3b]. Pozoruhodné jsou v tomto amfibolu zejména zvýšené obsahy Cr (0.11 - 0.18 *apfu*), méně i K (0.03 - 0.06 *apfu*) a v řadě analýz i F (až 0.09 *apfu*). Průměrný (n = 11) empirický vzorec magneziohornblendu z Plaňan je $(Na_{0.36}K_{0.05})_{\Sigma 0.41}Ca_{1.90}(Mg_{4.23}Al_{0.34}Fe^{3+}_{0.32}Cr_{0.14}V_{0.01}Ti_{0.01}Mn_{0.01})_{\Sigma 5.06}(Si_{6.86}Al_{1.14})_{\Sigma 8.00}O_{22.00}(OH_{1.96}F_{0.04})_{\Sigma 2.00}$. Druhý, méně nápadný typ amfibolu zatlačuje v méně alterovaných partiích horniny od okrajů zrna klinopyroxenu v podobě lemů o mocnosti do 200 µm (obr. 2b,c). Tento typ rovněž nevykazuje zonalitu v obraze BSE. Chemické složení (tab. 2) odpovídá v klasifikaci Leaka et al. (1997) **tremolitu** [Si = 7.65 - 7.74 apfu; $Mg/(Mg+Fe^{tot})$ = 0.95 - 0.96; obr. 3b]. Obsahy Cr (0.01 - 0.03 *apfu*) i K (max. 0.01 *apfu*) jsou výrazně nižší než u magneziohornblendu, zatímco obsahy F jsou srovnatelné

Tabulka 1 *Chemické složení olivínu (Ol), klinopyroxenu (Cpx) a ortopyroxenu (Opx) ze studovaného peridotitu z Plaňan. Obsahy oxidů v hm. %, hodnoty apfu jsou vypočítány na základ čtyř atomů kyslíku (Ol), respektive šesti atomů kyslíku a čtyř kationtů (Cpx, Opx) na vzorcovou jednotku. b.d. - pod mezí stanovitelnosti*

An. č.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Minerál	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Opx
SiO_2	40.86	40.55	40.19	40.80	40.32	54.03	54.67	54.38	54.81	54.55	54.26	54.25	58.21
TiO_2	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.05	b.d.	0.05	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Al_2O_3	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.60	0.33	0.24	0.43	0.55	0.57	0.49	b.d.
V_2O_3	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.06	0.06	b.d.
Cr_2O_3	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.90	0.20	0.26	0.33	0.21	0.17	0.27	b.d.
Fe_2O_3	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.21	1.00	0.72	0.72	0.65	0.73	0.51	0.98
MnO	0.15	0.13	0.15	0.13	0.13	0.09	0.07	0.09	b.d.	0.08	0.11	0.08	0.16
FeO	10.03	10.01	10.14	9.80	9.93	1.95	0.93	1.05	1.35	1.14	1.18	1.56	5.62
NiO	0.36	0.32	0.39	0.34	0.45	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
MgO	49.03	49.19	48.50	48.55	49.02	17.93	18.20	17.50	17.52	18.38	17.54	17.56	35.69
CaO	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	23.92	24.27	24.50	23.91	24.39	24.25	24.05	0.16
Na_2O	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.18	0.29	0.50	b.d.	0.27	0.24	b.d.
F	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.16	b.d.	b.d.	0.21	0.15	0.16	0.14	b.d.
Celkem	100.43	100.20	99.37	99.62	99.85	99.84	99.85	99.08	99.78	100.10	99.30	99.21	100.82
Si	0.999	0.994	0.995	1.004	0.993	1.970	1.983	1.990	1.994	1.976	1.984	1.986	1.987
Ti	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.001	b.d.	0.001	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Al	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.026	0.014	0.010	0.018	0.023	0.025	0.021	b.d.
Fe^{3+}	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.006	0.027	0.020	0.020	0.018	0.020	0.014	0.025
V	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.002	0.002	b.d.
Cr	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.026	0.006	0.008	0.009	0.006	0.005	0.008	b.d.
Fe^{2+}	0.205	0.205	0.210	0.202	0.204	0.059	0.028	0.032	0.041	0.034	0.036	0.048	0.160
Mn	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.003	b.d.	0.002	0.003	0.002	0.005
Ni	0.007	0.006	0.008	0.007	0.009	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Mg	1.787	1.798	1.790	1.781	1.799	0.974	0.984	0.955	0.950	0.993	0.956	0.958	1.816
Ca	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.934	0.943	0.961	0.932	0.947	0.950	0.943	0.006
Na	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.013	0.021	0.035	b.d.	0.019	0.017	b.d.
F	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.018	b.d.	b.d.	0.024	0.017	0.019	0.016	b.d.
Catsum	3.001	3.006	3.005	2.996	3.007	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

Tabulka 2 *Příklady chemického složení amfibolů (Mhb - magneziohornblend, Tr - tremolit) ze studovaného peridotitu z Plaňan. Obsahy oxidů v hm. %, hodnoty apfu jsou vypočítány na základ 23 atomů kyslíku na vzorcovou jednotku. b.d. - pod mezí stanovitelnosti*

An. č.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Minerál	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
SiO_2	47.70	48.74	50.84	47.65	49.16	46.75	48.44	47.47	55.25	55.95	55.37	55.35	55.99	54.55
TiO_2	0.16	0.09	0.11	0.16	0.12	0.18	0.07	0.15	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.05	b.d.
Al_2O_3	9.32	8.10	6.68	9.57	8.51	9.67	8.44	9.74	2.25	2.36	1.77	2.01	1.69	2.01
V_2O_3	0.11	b.d.	b.d.	0.09	0.12	0.11	b.d.	0.10	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Cr_2O_3	1.49	1.15	1.05	1.51	1.26	1.49	1.03	1.63	0.10	0.11	0.30	0.26	0.28	0.25
Fe_2O_3	2.98	2.79	2.63	3.13	3.37	2.88	2.76	3.09	2.19	2.26	2.06	2.29	2.18	2.06
MnO	0.07	0.06	0.08	b.d.	0.06	0.06	b.d.	0.06	b.d.	b.d.	b.d.	0.06	b.d.	b.d.
NiO	b.d.	0.12	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.10	0.10	0.10	0.10	0.11	b.d.	b.d.
MgO	19.68	20.19	20.74	19.20	19.72	19.64	20.03	19.69	22.79	22.88	22.75	22.39	22.79	23.05
CaO	12.58	12.58	12.66	12.65	12.62	12.29	12.50	12.39	12.87	13.00	13.12	12.78	13.05	13.11
Na_2O	1.58	1.26	1.00	1.36	1.27	1.36	1.23	1.79	0.23	0.11	b.d.	0.14	b.d.	0.32
K_2O	0.29	0.21	0.19	0.27	0.27	0.30	0.20	0.29	0.05	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
F	0.14	b.d.	b.d.	0.15	0.21	b.d.	b.d.	0.16	b.d.	0.14	b.d.	b.d.	0.13	0.19
Celkem	96.10	95.29	95.98	95.74	96.69	94.73	94.70	96.66	95.83	96.91	95.47	95.39	96.16	95.54
Si	6.773	6.940	7.151	6.783	6.921	6.719	6.928	6.714	7.694	7.707	7.737	7.739	7.767	7.651
Ti	0.017	0.010	0.012	0.017	0.013	0.019	0.008	0.016	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.005	b.d.
Al	1.560	1.359	1.108	1.606	1.412	1.638	1.423	1.624	0.369	0.383	0.292	0.331	0.276	0.332
Fe^{3+}	0.318	0.299	0.279	0.336	0.357	0.311	0.297	0.329	0.229	0.234	0.216	0.241	0.227	0.217
V	0.013	b.d.	b.d.	0.010	0.014	0.013	b.d.	0.011	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Cr	0.167	0.129	0.117	0.170	0.140	0.169	0.116	0.182	0.011	0.012	0.033	0.029	0.031	0.028
Mn	0.008	0.007	0.010	b.d.	0.007	0.007	b.d.	0.007	b.d.	b.d.	b.d.	0.007	b.d.	b.d.
Ni	b.d.	0.014	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.011	0.011	0.011	0.011	0.012	b.d.	b.d.
Mg	4.166	4.286	4.349	4.074	4.139	4.208	4.270	4.152	4.731	4.698	4.739	4.667	4.713	4.819
Ca	1.914	1.919	1.908	1.930	1.904	1.893	1.916	1.878	1.920	1.919	1.964	1.915	1.940	1.970
Na	0.435	0.348	0.273	0.375	0.347	0.379	0.341	0.491	0.062	0.029	b.d.	0.038	b.d.	0.087
K	0.053	0.038	0.034	0.049	0.048	0.055	0.036	0.052	0.009	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
F	0.063	b.d.	b.d.	0.068	0.094	b.d.	b.d.	0.072	b.d.	0.061	b.d.	b.d.	0.057	0.084
Catsum	15.424	15.349	15.239	15.351	15.302	15.412	15.335	15.468	15.037	14.993	14.992	14.979	14.960	15.104
eCNK	13.023	13.044	13.024	12.997	13.003	13.086	13.042	13.047	13.046	13.045	13.028	13.027	13.020	13.047

Tabulka 3 *Chemické složení minerálu ze serpentinové skupiny (Srp) a chloritu (Chl) ze studovaného peridotitu z Plaňan. Obsahy oxidů v hm. %, hodnoty apfu jsou vypočítány na bezvodou bázi 14 (Chl), respektive sedmi (Srp) atomů kyslíku na vzorcovou jednotku. b.d. - pod mezí stanovitelnosti, F/FM = Fe/(Fe+Mg), C88 - teplota (°C) indikovaná chloritovým termometrem podle Cathelineau (1988)*

An. č.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Minerál	Srp	Srp	Srp	Srp	Srp	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl
SiO_2	42.73	41.70	42.07	42.36	42.31	30.98	30.03	29.88	31.10	29.40	30.52	29.59	29.95	30.07
Al_2O_3	b.d.	b.d.	b.d.	0.81	b.d.	17.83	16.79	17.21	17.94	18.50	17.87	18.43	16.62	17.94
Cr_2O_3	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	2.58	2.67	2.72	1.97	2.05	2.30	2.16	2.51	2.47
FeO	3.58	3.25	1.96	1.22	1.95	2.78	2.80	2.87	2.71	2.77	2.81	2.82	2.85	2.91
NiO	0.34	0.31	0.26	0.14	0.35	0.19	0.19	0.19	0.19	0.18	0.21	0.19	0.26	0.17
MgO	40.58	40.30	41.12	41.65	41.37	32.48	31.99	32.81	32.23	31.49	32.14	31.85	32.10	31.49
K_2O	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.08	0.06	0.09
F	0.17	0.19	0.19	0.22	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Cl	0.36	0.25	0.13	0.08	0.07	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Celkem	87.76	86.00	85.73	86.48	86.05	86.88	84.52	85.81*	86.18	84.43	85.90	85.12	84.35	85.14
Si	2.004	1.993	1.999	1.985	1.998	2.941	2.937	2.885	2.967	2.871	2.930	2.869	2.937	2.916
Al	b.d.	b.d.	b.d.	0.045	b.d.	1.995	1.936	1.959	2.017	2.129	2.022	2.107	1.921	2.051
Cr	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.194	0.206	0.208	0.149	0.158	0.175	0.166	0.195	0.189
Fe^{2+}	0.140	0.130	0.078	0.048	0.077	0.221	0.229	0.232	0.216	0.226	0.226	0.229	0.234	0.236
Ni	0.013	0.012	0.010	0.005	0.013	0.015	0.015	0.015	0.015	0.014	0.016	0.015	0.021	0.013
Mg	2.838	2.872	2.913	2.910	2.913	4.597	4.665	4.722	4.584	4.584	4.600	4.604	4.693	4.552
K	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.005	0.006	0.006	0.005	0.005	0.006	0.010	0.008	0.011
F	0.025	0.029	0.029	0.033	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Cl	0.029	0.020	0.010	0.006	0.006	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Catsum	4.996	5.007	5.001	4.993	5.002	9.967	9.995	10.032*	9.952	9.988	9.975	9.999	10.008	9.969
F/FM	0.047	0.043	0.026	0.016	0.026	0.046	0.047	0.047	0.045	0.047	0.047	0.047	0.047	0.049
C88						279	280	297	271	302	283	302	280	287

* včetně 0.08 hm. % V_2O_3, respektive 0.006 *apfu* V

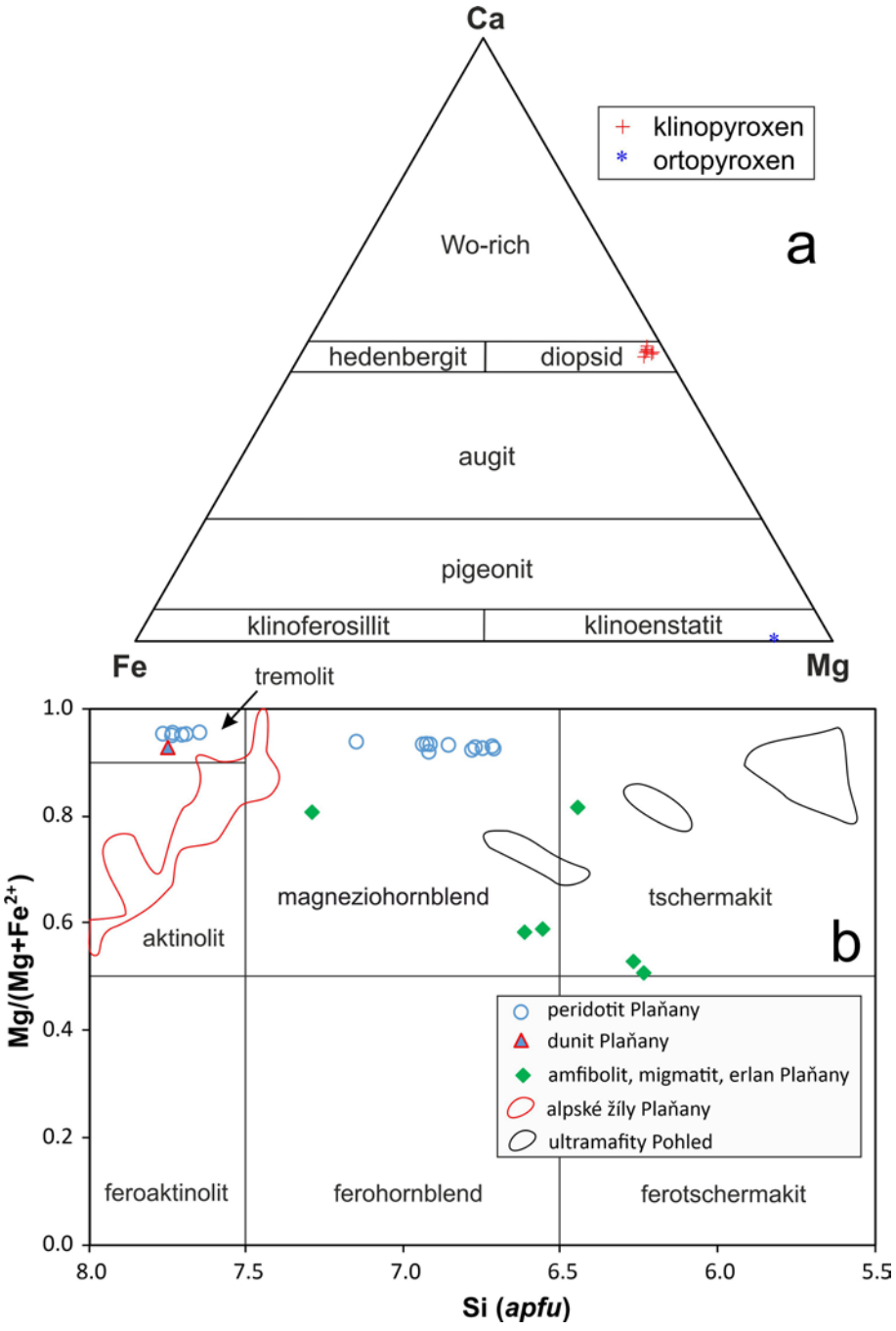
(až 0.08 *apfu*). Všechno železo je opět kalkulováno jako trojvalentní (tab. 2). Průměrný (n = 6) empirický vzorec studovaného tremolitu z Plaňan je $Na_{0.04}Ca_{1.94}(Mg_{4.73}Al_{0.05}Fe^{3+}_{0.23}Cr_{0.02})_{\Sigma5.03}(Si_{7.72}Al_{0.28})_{\Sigma8.00}O_{22.00}(OH_{1.97}F_{0.03})_{\Sigma2.00}$.

Minerály serpentinové skupiny zatlačují od okrajů a podél puklin zrna olivínu. V alteracemi nejméně postižených partiích činí obsah serpentinu v hornině jen kolem 10 obj. %. V doménách silně alterovaných, v nichž asociuje magneziohornblend s chloritem, naopak serpentin chybí. Vytváří celistvé výplně, jež v BSE obraze nejsou zonální (obr. 2a-c). Serpentin je charakteristicky doprovázen magnetitem. Chemické složení v zásadě odpovídá ideálnímu vzorci (tab. 3), až na zvýšené obsahy Fe (0.22 - 0.24 *apfu*; báze přepočtu pět kationtů na vzorcovou jednotku), méně i Ni (okolo 0.01 *apfu*), F a Cl (oba až 0.03 *apfu*). Průměrný (n = 6) empirický vzorec serpentinu z Plaňan je $(Mg_{2.89}Fe_{0.09}Ni_{0.01})_{\Sigma2.99}Si_{2.00}O_{5.00}(OH_{3.97}F_{0.02}Cl_{0.01})_{\Sigma4.00}$.

Chlorit je součástí větších silně alterovaných domén horniny, v nichž jemnozrnná chloritová hmota obklopuje sloupečky magneziohornblendu, zrna chromspinelidů a agregáty magnetitu (obr. 2d,e). Jeho výskyt substituuje serpentin. V obraze BSE není chlorit zonální a také bodové WDS analýzy ukázaly poměrně homogenní složení (tab. 3). Obsahy Si kolísají mezi 2.87 a 2.97 *apfu* (bezvodá báze přepočtu 14 atomů kyslíku na vzorcovou jednotku), hodnota poměru Fe/(Fe+Mg) je rovna 0.05. Klasifikačně jde o **klinochlor** v klasifikacích Baylisse (1975) i Melky (1965). Za zmínku stojí dále zvýšené obsahy Cr (0.15 - 0.21 *apfu*), méně i Ni (0.013 - 0.021 *apfu*) a K (0.005 - 0.011 *apfu*). Průměrný (n = 9) empirický vzorec chloritu z Plaňan je $K_{0.01}(Mg_{4.62}Fe_{0.23}Al_{0.94}Cr_{0.18}Ni_{0.02})_{\Sigma5.99}(Si_{2.92}Al_{1.08})_{\Sigma4.00}O_{10.00}(OH)_{8.00}$.

Kalcit byl zjištěn zcela výjimečně jako okrouhlé zrno o velikosti asi 10 μm, jež bylo situováno mezi sulfidickou inkluzí s převahou heazlewooditu a hostitelským klinopyroxenem. V BSE obraze je kalcit homogenní a v EDS spektru nebyly v kalcitu zjištěny žádné chemické příměsi.

Spinelidy jsou vedlejší součástí studované horniny. Z pohledu vývinu, minerální asociace a také chemismu lze vyčlenit dva základní typy: chromspinelidy a magnetit. Chromspinelidy vytvářejí jednotlivá zrna vtroušená v silikátové matrici horniny. Dosahují velikosti až 0.25 mm, mají xenomorfní omezení a velmi nepravidelný tvar s četnými výběžky (obr. 2a,d,e). V BSE obraze jsou někdy slabě zonální, s tmavším středem a světlejším okrajem. Podle provedených WDS analýz (tab. 4; báze přepočtu čtyři atomy kyslíku a tři kationty na vzorcovou jednotku) obsahují jako hlavní složky Cr (0.91 - 1.49 *apfu*), Al (0.45 - 1.04 *apfu*), Fe^{2+} (0.51 - 0.68 *apfu*), Mg (0.30 - 0.47 *apfu*) a Fe^{3+} (0.03 - 0.09 *apfu*), v malé



Obr. 3 *Variace v chemismu pyroxenů a amfibolů ze studovaného peridotitu a jejich porovnání s publikovanými daty. a - klasifikační diagram pro pyroxeny (Morimoto et al. 1989), b - klasifikační diagram pro amfiboly s $^{A}(Na+K)<0.5$ (Leake et al. 1997). Srovnávací data z amfibolitů, migmatitů a erlanů z lomu Plaňany jsou převzata z Fišery (1981), z dunitu z lomu Plaňany z Owena et al. (2007), z hydrotermálních žil s prehnitem a se scheelitem z lomu Plaňany z Dolníčka a Ulmanové (2020) a z ultramafitů lomu Pohled z Dolníčka et al. (2025).*

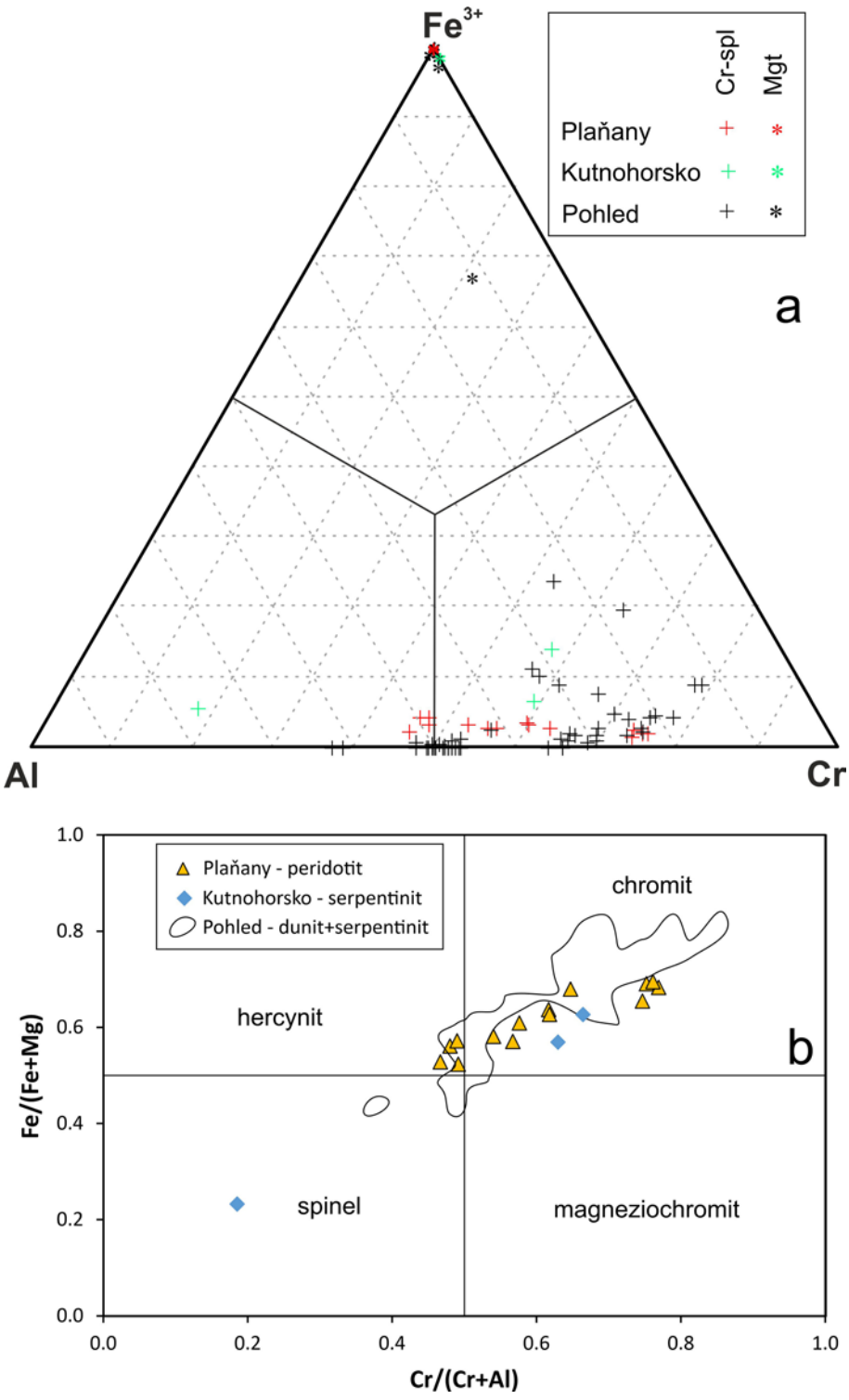
míře i Zn, Mn, V a Ti (každý max. 0.02 *apfu*). Klasifikačně jde většinou o **chromit** ($Chr_{46-65}Spl_{20-46}Mch_{0-12}Mgt_{2-4}Hrc_{0-5}Ghn_{1-2}Gal_1Ulv_{0-1}$), jedinou analýzou je zastoupen i chromem bohatý **spinel** ($Spl_{46}Chr_{45}Hrc_3Mgt_2Ghn_2Gal_1$). Variabilita chemického složení je ilustrována na obr. 4. Průměrný (n = 8) empirický vzorec chromitu z Plaňan je $(Fe^{2+}_{0.61}Mg_{0.37}Mn_{0.01}Zn_{0.01})_{\Sigma1.00}(Cr_{1.20}Al_{0.73}Fe^{3+}_{0.06})_{\Sigma2.00}O_{4.00}$ a empirický vzorec spinelu z Plaňan je $(Mg_{0.46}Fe^{2+}_{0.51}Mn_{0.01}Zn_{0.02})_{\Sigma1.00}(Al_{1.04}Cr_{0.91}Fe^{3+}_{0.05})_{\Sigma2.00}O_{4.00}$. Magnetit vytváří jednak drobné, obvykle lineárně protažené agregáty v minerálech serpentinové skupiny či chloritu, jež zvýrazňují původní praskliny či hranice zrn olivínu (obr. 2a-e), jednak automorfní až xenomorfní zrna lemující okraje většiny sulfidických inkluzí (zejména těch s převahou heazlewooditu; obr. 2f, 5a-e). Zonalitu ani v jednom případě v BSE nevykazuje. Jako hlavní složka v něm vystupují jen Fe^{3+} (1.99 - 2.00 *apfu*) a Fe^{2+} (0.97 *apfu*), v malých příměsích pak Mg, Al a Mn (každý max. 0.03 *apfu*; tab. 4, obr. 4a). Jde tedy o velmi čistý **magnetit** ($Mgt_{97}Mfe_{1-2}Jkb_{0-1}$). Průměrný (n = 4) empirický vzorec magnetitu z Plaňan je $(Fe^{2+}_{0.97}Mg_{0.02}Mn_{0.01})_{\Sigma1.00}(Fe^{3+}_{1.99}Al_{0.01})_{\Sigma2.00}O_{4.00}$.

Heazlewoodit je důležitou komponentou sulfidických agregátů. Nepravidelné agregáty heazlewooditu jsou v nich většinou hlavní sulfidickou fází a zpravidla se koncentrují ve střední části těchto sulfidických agregátů, zatímco na jejich okrajích převažuje magnetit (obr. 2f, 5a-d). Zrna heazlewooditu jsou vždy xenomorfně omezená, svým tvarem se většinou přizpůsobují magnetitu (obr. 2f, 5a-c), ojediněle se prorůstají oba minerály v xenomorfních zrnech (obr. 5d). V BSE obraze je heazlewoodit homogenní. Bodové WDS analýzy ukázaly širší variace zejména ve složení kationtové části vzorce (tab. 5). Nikl je v různých zrnech různou měrou zastupován hlavně Fe (0.02 - 0.23 *apfu*, báze přepočtu pět atomů na vzorcovou jednotku; obr. 6) a nepatrně i Cr (max. 0.006 *apfu*), Co (max. 0.004 *apfu*), a/nebo Pb či In (každý max. 0.001 *apfu*). Síra je v části analýz stopově zastupována Te (max. 0.001 *apfu*). Průměrný (n = 23) empirický vzorec heazlewooditu z Plaňan je $(Ni_{2.89}Fe_{0.11})_{\Sigma3.00}S_{2.00}$.

Tabulka 4 *Příklady chemického složení spinelidů (Chr - chromit, Spl - spinel, Mgt - magnetit) ze studovaného peridotitu z Plaňan. Obsahy oxidů v hm. %, hodnoty apfu přepočteny na bázi čtyř atomů kyslíku a tří kationtů na vzorcovou jednotku, obsahy koncových členů v mol. %. b.d. - pod mezí stanovitelnosti*

An. č.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Minerál	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Spl	Mgt	Mgt	Mgt
TiO_2	b.d.	0.04	0.12	0.04	0.07	b.d.	0.07	b.d.	b.d.	0.04	0.05	b.d.	b.d.	b.d.
Al_2O_3	11.99	17.41	12.40	19.28	19.06	22.40	23.66	26.68	26.26	26.78	28.32	0.19	b.d.	0.18
V_2O_3	0.14	0.19	0.17	0.18	0.15	0.17	0.18	0.15	0.17	0.14	0.17	b.d.	b.d.	b.d.
Cr_2O_3	54.28	47.60	54.61	46.27	46.00	43.77	41.52	38.25	37.89	36.92	37.00	0.04	0.04	b.d.
Fe_2O_3	2.12	2.31	1.33	3.06	2.74	2.49	2.89	2.88	3.71	3.70	2.12	68.18	68.50	68.36
MgO	5.95	6.33	6.71	7.36	7.47	8.86	8.68	9.00	9.97	9.17	9.95	0.23	0.33	0.47
CaO	b.d.	b.d.	0.05	b.d.	0.06	0.09	0.04	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
MnO	0.39	0.30	0.34	0.32	0.28	0.29	0.27	0.25	0.26	0.26	0.23	0.37	0.34	0.13
FeO	23.66	23.87	22.66	23.00	22.35	20.99	21.47	21.38	19.50	20.86	19.83	29.91	29.77	29.92
CoO	0.10	0.11	0.10	0.12	0.10	0.12	b.d.	b.d.	0.12	0.11	0.11	0.14	0.13	b.d.
ZnO	0.41	0.46	0.36	0.49	0.55	0.42	0.62	0.65	0.58	0.63	0.75	b.d.	b.d.	b.d.
Celkem	99.04	98.62	98.85	100.12	98.83	99.60	99.40	99.24	98.46	98.61	98.53	99.06	99.11	99.06
Ti	b.d.	0.001	0.003	0.001	0.002	b.d.	0.002	b.d.	b.d.	0.001	0.001	b.d.	b.d.	b.d.
Al	0.481	0.683	0.495	0.735	0.735	0.838	0.883	0.983	0.970	0.991	1.036	0.009	b.d.	0.008
V	0.004	0.005	0.005	0.005	0.004	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004	0.004	b.d.	b.d.	b.d.
Cr	1.461	1.252	1.461	1.184	1.190	1.098	1.040	0.945	0.939	0.916	0.908	0.001	0.001	b.d.
Fe^{3+}	0.054	0.058	0.034	0.075	0.067	0.059	0.069	0.068	0.087	0.087	0.050	1.990	1.999	1.992
Mg	0.302	0.314	0.338	0.355	0.364	0.419	0.410	0.419	0.466	0.429	0.460	0.013	0.019	0.027
Ca	b.d.	b.d.	0.002	b.d.	0.002	0.003	0.001	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Mn	0.011	0.008	0.010	0.009	0.008	0.008	0.007	0.007	0.007	0.007	0.006	0.012	0.011	0.004
Fe^{2+}	0.674	0.664	0.641	0.622	0.612	0.557	0.569	0.559	0.511	0.548	0.515	0.970	0.966	0.969
Co	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	b.d.	b.d.	0.003	0.003	0.003	0.004	0.004	b.d.
Zn	0.010	0.011	0.009	0.012	0.013	0.010	0.015	0.015	0.013	0.015	0.017	b.d.	b.d.	b.d.
Catsum	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Cls	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.0	0.0	0.0
Ulv	0.0	0.1	0.3	0.1	0.2	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0
Ghn	1.0	1.1	0.9	1.2	1.3	1.0	1.5	1.5	1.3	1.5	1.7	0.0	0.0	0.0
Gal	1.1	0.8	1.0	0.9	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6	0.0	0.0	0.0
Spl	21.6	31.4	22.3	34.4	34.2	39.5	41.0	41.9	46.2	42.9	46.0	0.4	0.0	0.4
Hrc	0.0	0.5	0.1	0.0	0.0	0.0	0.9	5.1	0.0	4.2	3.2	0.0	0.0	0.0
Mgt	2.7	2.9	1.7	3.7	3.4	3.0	3.4	3.4	4.4	4.4	2.5	97.4	96.9	96.9
Mgf	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9	1.9	2.3
Jkb	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2	1.1	0.4
Chr	64.4	62.6	61.5	58.1	57.3	52.5	52.0	47.3	46.5	45.8	45.4	0.1	0.1	0.0
Mch	8.6	0.0	11.5	1.1	2.2	2.4	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Celkem	99.7	99.7	99.6	99.7	99.6	99.4	99.9	100.0	99.7	99.7	99.7	100.0	100.0	100.0

Minerály skupiny pentlanditu jsou rovněž součástí sulfidických agregátů. Zpravidla vytvářejí drobné či větší relikty ve střední části sulfidických agregátů, které jsou korodovány a zatlačovány magnetitem a heazlewooditem (obr. 2f, 5a-d). Sulfidické agregáty s tímto složením jsou všechny bez výjimky v kontaktu se silikátovými fázemi obsahujícími chemicky vázanou vodu (serpentinem, chloritem, amfibolem). Jediný agregát, který nebyl v přímém kontaktu s těmito hydratačními fázemi, obsahoval převahu pentlanditu nad magnetitem, bornitem a heazlewooditem (obr. 5e), přičemž pentlandit v části agregátu nezvykle zasahoval až k jeho okrajům (tj. chyběl zde jinak obvyklý magnetitový lem). Ačkoliv v BSE obraze nevykazují minerály ze skupiny pentlanditu pozorovatelnou zonalitu, rozsah variací jejich chemismu je v kationtové části vzorce poměrně značný (tab. 6). Složení kolísají mezi **pentlanditem** a **kobaltopentlanditem**. Chemicky se nejvíce liší minerály skupiny pentlanditu z různých sulfidických agregátů, zatímco v rámci jednoho agregátu je jejich chemická variabilita jen minimální. Obsahy Fe jsou v minerálech pentlanditové skupiny mezi 1.31 a 3.80 *apfu* (báze přepočtu 17 atomů na vzorcovou jednotku), Ni 1.99 - 5.21 *apfu* a Co 0.24 - 5.15 *apfu* (tab. 6). V pentlanditech vždy převažuje Ni nad Fe, zatímco v kobaltopentlanditech je vedle převažujícího Co druhým nejzastoupenějším prvkem většinou Ni, ojediněle Fe (obr. 7a). Minoritními komponentami jsou v minerálech pentlanditové skupiny Cu (až 0.065 *apfu*), Cr (do 0.014 *apfu*), Mn, Zn (oba do 0.009 *apfu*), Sn a Pb (oba do 0.005 *apfu*). V aniontu byl zaznamenán ojediněle malý obsah Te (max. 0.003 *apfu*). Charakteristickým rysem je u analyzovaných minerálů pentlanditové skupiny systematický posun celkové stechiometrie ve prospěch kationtů, který je menší u pentlanditů (atomový poměr kationtů k aniontům u nich nabývá hodnot 1.13 - 1.14) a větší u kobaltopentlanditů (s poměrem kationtů k aniontům 1.19 - 1.22; tab. 6; obr. 7b,c). Průměrný (n = 8) empirický vzorec kobaltopentlanditu z Plaňan je $(Co_{4.55}Ni_{2.78}Fe_{1.95}Cr_{0.01})_{\Sigma 9.29}S_{7.71}$ a průměrný (n = 14) empirický vzorec pentlanditu z Plaňan je $(Ni_{5.02}Fe_{3.52}Co_{0.48}Cu_{0.01})_{\Sigma 9.04}S_{7.96}$.

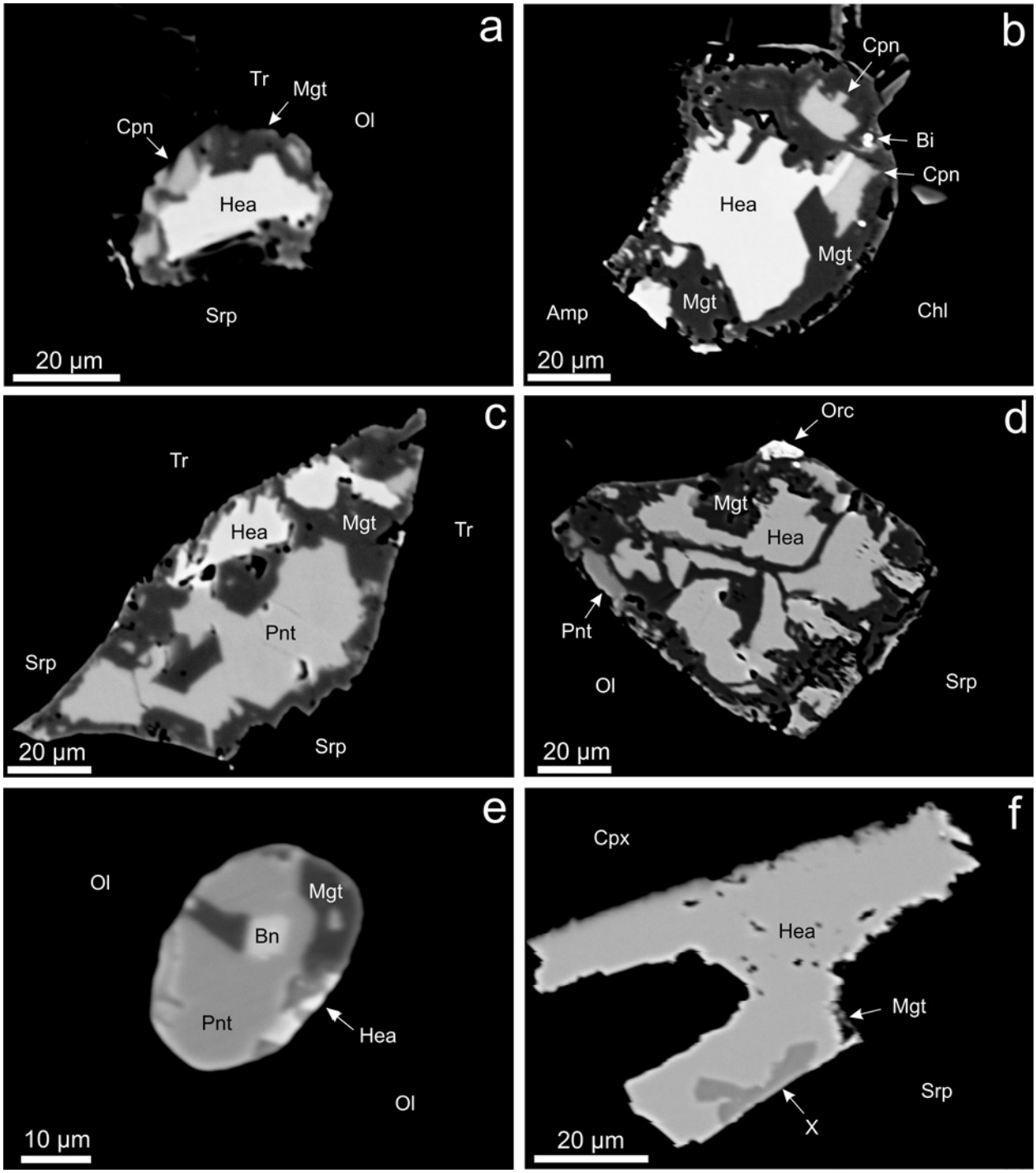


Obr. 4 *Variace v chemismu spinelidů ze studovaného peridotitu a jejich porovnání s publikovanými daty. a - diagram Al - Fe^{3+} - Cr, b - diagram Cr/(Cr+Al) vs. Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) pro chromspinelidy. Srovnávací data ze serpentinitů Kutnohorska jsou převzata ze Šreina et al. (2007), data ze serpentinitů a dunitu z lomu Pohled z Turka (2008) a Dolníčka et al. (2025).*

Bornit byl zaznamenán v jediném sulfidickém agregátu s převahou pentlanditu a jen nepatrným zastoupením heazlewooditu a magnetitu. Bornit ve střední části tohoto agregátu vytváří automorfní zrno kosočtverečného průřezu o velikosti 5 μm (obr. 5e). Tři WDS analýzy (tab. 7) ukázaly deficit v obsazích

Cu (4.75 - 4.87 *apfu*; báze přepočtu 10 atomů na vzorcovou jednotku), a naopak přebytek Fe (1.07 - 1.15 *apfu*) v porovnání s ideálním složením bornitu. Minoritními průběžnými příměsemi jsou Ni (0.06 - 0.08 *apfu*) a Co (0.01 *apfu*). Průměrný (n = 3) empirický vzorec bornitu z Plaňan je $(Cu_{4.80}Fe_{1.12}Ni_{0.07}Co_{0.01})_{\Sigma 6.00}S_{4.00}$.

Orcelit byl zjištěn jako jediné okrouhlé zrno o velikosti 7 μm na okraji jednoho ze sulfidických agregátů, v asociaci s magnetitem a heazlewooditem (obr. 5d). Dvě bodové analýzy (tab. 7) ukázaly složení blízké ideálnímu vzorci $Ni_{5-x}As_2$, se substitucemi v kationtové i aniontové pozici. Nikl je zastupován zejména Fe (0.19 a 0.21 *apfu*; báze přepočtu dva atomy As+Sb+S+Te na vzorcovou jednotku), ve stopách i Co a Cr (oba 0.003 - 0.006 *apfu*). Arsen je substituován hlavně S (0.15 a 0.19 *apfu*), méně i Sb (0.008 *apfu*) a Te (0.002 *apfu*). Průměrný (n = 2) empirický vzorec orcelitu z Plaňan je $(Ni_{3.86}Fe_{0.20})_{\Sigma 4.06}(As_{1.83}S_{0.17}Sb_{0.01})_{\Sigma 2.00}$.



Obr. 5 *Tvar a minerální asociace sulfidických agregátů na BSE snímcích. Sulfidické agregáty stýkající se alespoň zčásti s amfiboly (Amp, Tr), chloritem (Chl) či serpentinem (Srp) na snímcích (a-d) a (f) obsahují relikty pentlanditu (Pnt) či kobaltopentlanditu (Cpn), od okrajů sulfidického agregátu silně zatlačované magnetitem (Mgt) a heazlewooditem (Hea). Výjimkou je jediný sulfidický agregát na obr. (e), zcela uzavřený v olivínu (Ol), jenž obsahuje převahu pentlanditu a jen malé množství heazlewooditu, magnetitu a bornitu (Bn). Sporadické jsou výskyty orcelitu (Orc; obr. (e)), blíže neurčené fáze obsahující Bi (Bi; obr. (b)) a nepojmenované fáze $(Ni,Fe)_4S_3$ (X; obr. (f)). Cpx - klinopyroxen. Všechny snímky Z. Dolníček.*

Nepojmenovaná fáze s ideálním vzorcem $(Ni,Fe)_4S_3$ byla zaznamenána při okraji jednoho sulfidického agregátu nepravidelného tvaru, tvořeného „litým" heazlewooditem. Inkluze této fáze je uzavírána v heazlewooditu, má měňavkovitý tvar a velikost v nejdelším rozměru 20 μm (obr. 5f). Nezdá se být heazlewooditem zatlačována. Dvě bodové WDS analýzy (tab. 7) ukázaly složení odpovídající ideálnímu vzorci $(Ni,Fe)_4S_3$. V kationtu byly vedle převažujícího Ni (2.97 a 3.10 *apfu*; báze přepočtu sedm atomů na vzorcovou jednotku) zjištěny i Fe (0.81 a 0.94 *apfu*), Co (0.08 a 0.09 *apfu*) a ve stopách Cr (0.003 *apfu*). Průměrný (n = 2) empirický vzorec nepojmenované $(Ni,Fe)_4S_3$ fáze z Plaňan je $(Ni_{3.04}Fe_{0.87}Co_{0.09})_{\Sigma 4.00}S_{3.00}$.

Fáze s významným obsahem Bi byla zaznamenána v okrajové části jedné sulfidické inkluze s převahou heazlewooditu a magnetitu a malým množstvím kobaltopentlanditu (obr. 5b). Bi-fáze zarůstá do magnetitu a její okrouhlé zrno má velikost kolem 2 μm. Z důvodu její nepatrné velikosti nemohla být provedena identifikace pomocí kvantitativní WDS analýzy (velikost zrna umožňuje naměřit jediný bod, což neumožňuje rozhodnout, zda Fe, přítomné v EDS spektru, je přítomno v daném minerálu, či zda jde o kontaminaci okolním magnetitem). Identita této fáze tedy zůstává neurčena.

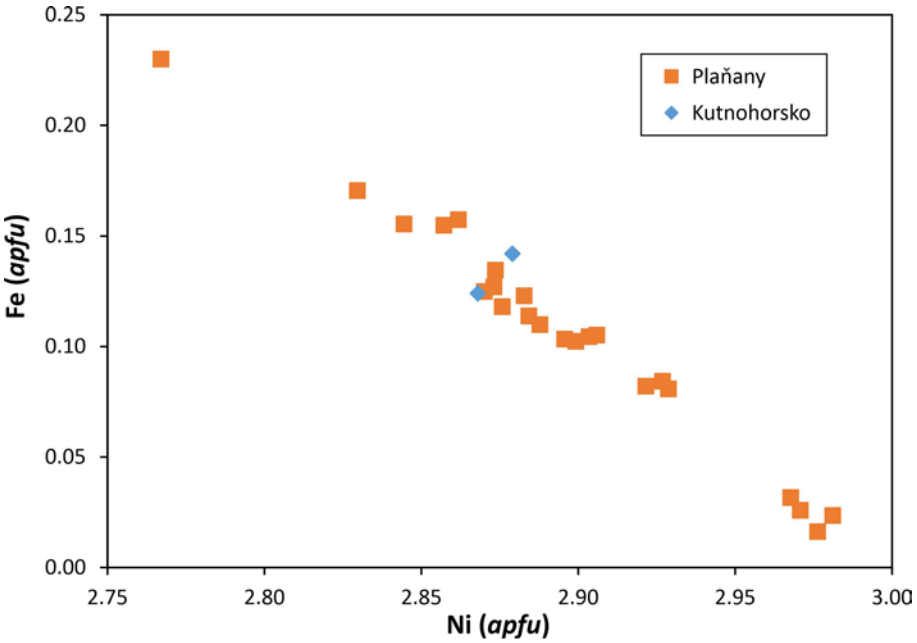
Diskuse

Geneze silikátových a sulfidických minerálů

Primární silikátová matrice studované horniny je tvořena výhradně bezvodými fázemi - olivínem, klinopyroxenem, ortopyroxenem a chromspinelidy. V dochovaných málo alterovaných partiích (obr. 2a-c) je zcela převažující složkou v hornině olivín, zatímco obsahy ostatních primárních fází jsou jen malé. Zůstává samozřejmě těžko zodpověditelnou otázkou, zdali nemohly být pyroxeny ve větší míře zastoupeny v partiích více postižených alteracemi - druhdy velmi málo stabilní olivín totiž v hornině podléhal serpentinizaci méně než pyroxeny uralitizaci. I tak však olivín musel být v celé hornině původně převažující komponentou vzhledem ke skutečnosti, že silně

Tabulka 5 *Příklady chemického složení heazlewooditu ze studovaného peridotitu z Plaňan. Obsahy v hm. %, hodnoty apfu přepočteny na bázi pěti atomů na vzorcovou jednotku. b.d. - pod mezí stanovitelnosti*

An. č.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Fe	3.70	2.76	2.86	2.56	3.98	2.44	0.38	0.54	0.73	2.96	1.89	5.37	3.15	1.96
Co	b.d.	0.06	0.07	0.09	0.10	0.05	b.d.	b.d.	b.d.	0.08	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Ni	70.72	70.72	70.53	70.71	69.42	71.32	72.73	71.87	71.89	70.41	71.98	67.92	70.75	71.54
Cr	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.05	0.07	0.08	0.12	0.03	0.12	b.d.	b.d.
In	b.d.	0.05	b.d.	0.05	b.d.	b.d.	0.04	b.d.	b.d.	0.04	b.d.	b.d.	0.05	0.04
S	26.72	26.88	26.60	26.70	26.73	26.68	26.75	26.23	26.42	26.64	26.69	26.78	26.77	26.54
Te	0.06	0.08	0.05	0.06	0.05	0.08	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.04	b.d.	b.d.	b.d.
Celkem	101.20	100.55	100.11	100.17	100.28	100.57	99.95	98.71	99.12	100.25	100.63	100.19	100.72	100.08
Fe	0.157	0.118	0.123	0.110	0.171	0.104	0.016	0.024	0.032	0.127	0.081	0.230	0.134	0.084
Co	b.d.	0.002	0.003	0.004	0.004	0.002	b.d.	b.d.	b.d.	0.003	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Ni	2.862	2.876	2.883	2.888	2.830	2.903	2.976	2.981	2.968	2.873	2.929	2.767	2.874	2.927
Cr	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.002	0.003	0.004	0.006	0.001	0.006	b.d.	b.d.
In	b.d.	0.001	b.d.	0.001	b.d.	b.d.	0.001	b.d.	b.d.	0.001	b.d.	b.d.	0.001	0.001
Catsum	3.019	2.997	3.008	3.002	3.004	3.010	2.996	3.008	3.003	3.010	3.011	3.002	3.009	3.012
S	1.980	2.001	1.991	1.997	1.995	1.989	2.004	1.992	1.997	1.990	1.988	1.998	1.991	1.988
Te	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.001	b.d.	b.d.	b.d.
Ansum	1.981	2.003	1.992	1.998	1.996	1.990	2.004	1.992	1.997	1.990	1.989	1.998	1.991	1.988



Obr. 6 *Variace v chemismu heazlewooditu ze studovaného peridotitu v diagramu Ni vs. Fe. Srovnávací data ze serpentinitů Kutnohorska jsou převzata ze Šreina et al. (2007).*

alterovaných domén je v hornině relativně málo. Původní hornina tedy svým minerálním složením nepochybně odpovídala peridotitu.

Amfiboly, chlorit a minerály serpentinové skupiny s rozptýleným magnetitem interpretujeme jako druhotné minerály, vzniklé během naložených alterací. Texturní evidence dokládá, že minerály serpentinové skupiny s magnetitem vznikaly ve studované hornině na úkor olivínu (obr. 2a-c), magneziohornblend na úkor ortopyroxenu (obr. 2e) a tremolit na úkor klinopyroxenu (obr. 2b-c). Pokud jde o chlorit, předpokládáme, že vznikl přeměnou serpentinu, a to proto, že obsahuje stejné lineární útvary magnetitu jako zmiňovaný serpentin (obr. 2d,e) a na rozdíl od serpentinu u chloritu není důvod předpokládat segregaci části železa do samostatné minerální fáze, neboť i Fe-dominantní trioktaedrické chlority při alteracích v přírodě běžně vznikají. Podle kompozičního termometru podle Cathelineau (1988) vznikal chlorit za teplot mezi cca 270 - 300 °C (tab. 3). U chloritu a magneziohornblendu je velmi pravděpodobné, že v době jejich růstu docházelo k alteracím různých minerálních fází, přičemž docházelo i k širší migraci prvků v rámci horniny (srov. nezbytný přínos Al, Cr a Ca při vzniku chloritu a/nebo magneziohornblendu). Významné korozi chromspinelidů vedle přítomnosti Cr v alteračních fázích (tab. 2 - 5, 7) nasvědčuje i neobvyklý velmi nepravidelný a členitý tvar okrajů jejich zrn (obr. 2a,d,e). Při alteracích silikátů byly do horniny fluidy přinášeny vedle vody i „cizí“ prvky z okolních migmatitů - zejména u Na, K a F nelze předpokládat, že by byly ve vyšších koncentracích původní součástí plášťového ultrabazika.

Mineralogicky pozoruhodným fenoménem studované horniny jsou ojedinělé agregáty sulfidických minerálů. Heazlewoodit a kobaltopentlandit jsou v rámci ČR raritní minerály známé jen ze čtyř (heazlewoodit), respektive tří (kobaltopentlandit) lokalit (přehled viz Pauliš 2021), zatímco orcelit z ČR dosud popsán nebyl a $(Ni,Fe)_4S_3$ fáze je novinkou i pro světovou mineralogii.

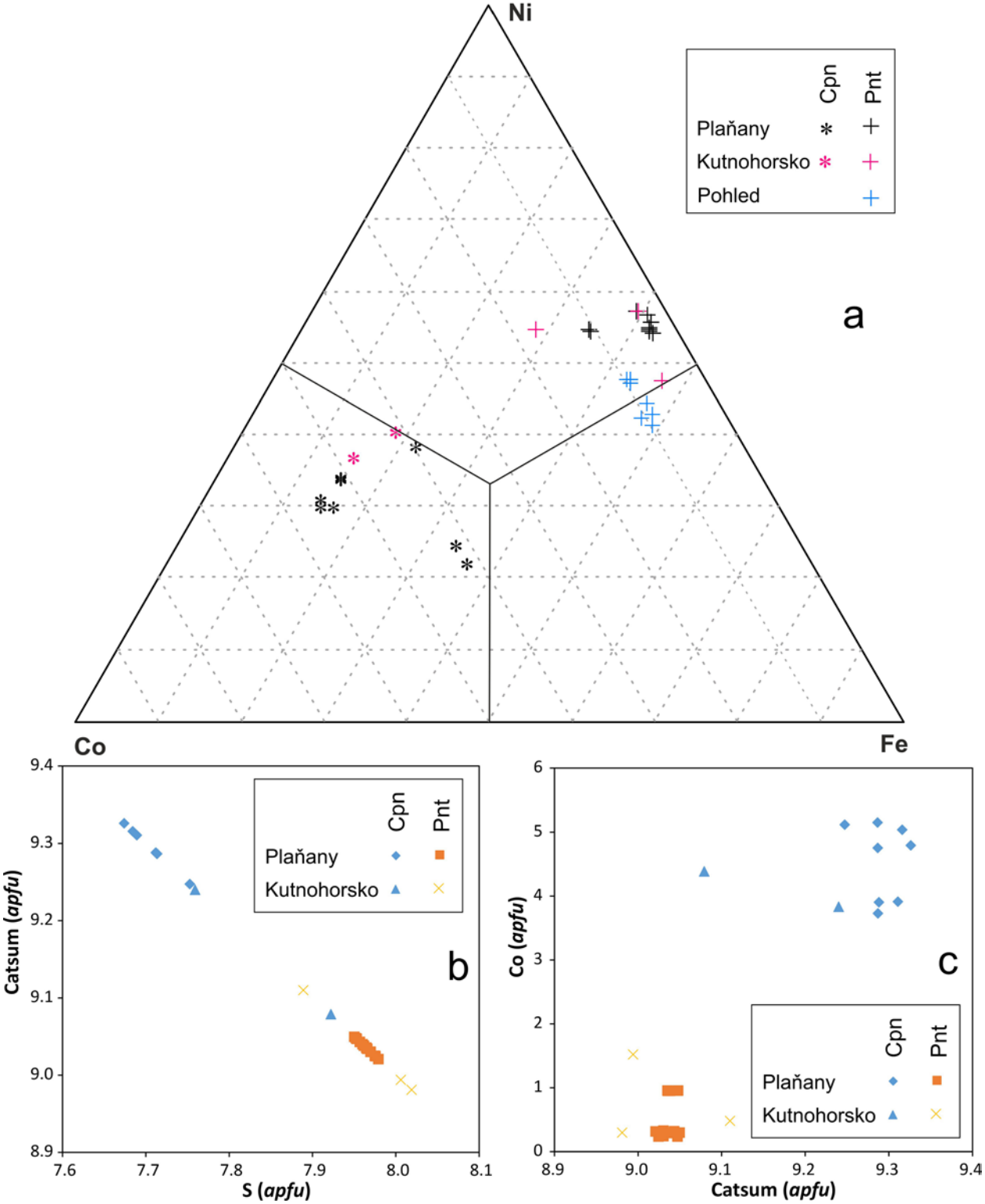
Sférický tvar většiny sulfidických rudních agregátů (obr. 2f, 5) dokládá, že v okamžiku jejich zachycení do silikátové matrice byly sulfidy v kapalném stavu (Oen 1973). S představou likvační geneze sulfidů ovšem příliš nekoresponduje pozorované minerální složení většiny zjištěných sulfidických inkluzí, v nichž převažují pro likvační rudy naprosto exotické fáze jako jsou magnetit a heazlewoodit. Minerální složení a také texturní vztahy mezi minerály těchto sulfidických inkluzí naopak nasvědčují ve většině případů významnému druhotnému přepracování nerostné asociace původních sulfidických agregátů. K němu došlo velmi pravděpodobně zároveň při alteracích silikátů, jak naznačuje skutečnost, že sulfidické agregáty s vysokým obsahem heazlewooditu a magnetitu jsou v kontaktu s alteračními silikáty s obsahem vázané vody (tj. amfibolem, serpentinem či chloritem), zatímco sulfidický agregát s nejnižším obsahem heazlewooditu a magnetitu (obr. 5e) je uložen v nealterovaném a nepopraskaném zrnu forsteritu.

Převažující původní komponentou sulfidických agregátů byly velmi pravděpodobně minerály skupiny pentlanditu. Ty tvoří ve většině sulfidických agregátů silně korodované relikty, od okrajů agregátů zatlačované novotvořenou asociací magnetit + heazlewoodit (obr. 2f, 5a-d).

Tabulka 6 *Příklady chemického složení pentlanditu (Pnt) a kobaltopentlanditu (Cpn) ze studovaného peridotitu z Plaňan. Obsahy v hm. %, hodnoty apfu přepočteny na bázi 17 atomů na vzorcovou jednotku. b.d. - pod mezí stanovitelnosti*

An. č.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Minerál	Pnt	Pnt	Pnt	Pnt	Pnt	Pnt	Pnt	Pnt	Cpn	Cpn	Cpn	Cpn	Cpn	Cpn
Fe	26.52	26.61	27.38	26.72	25.11	25.03	22.36	22.67	14.56	24.14	22.38	1b.d.	10.78	9.35
Co	1.76	1.82	2.19	2.22	2.37	2.48	7.21	7.23	28.14	29.31	29.31	35.75	37.67	38.50
Ni	37.52	37.78	36.86	37.00	39.04	39.04	37.41	37.27	26.36	14.85	16.67	23.05	20.40	20.99
Cu	b.d.	b.d.	0.54	0.16	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Zn	0.08	0.06	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.05	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Mn	0.04	0.06	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.03	0.04	0.05	b.d.	0.03	0.05
Cr	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.07	0.07	0.06
Sn	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.06
Pb	b.d.	0.11	0.10	b.d.	b.d.	b.d.	0.10	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
S	32.47	32.63	32.98	32.35	32.74	32.69	32.70	32.86	31.66	31.51	31.33	31.13	31.26	31.74
Te	b.d.	b.d.	b.d.	0.04	0.04	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Celkem	98.39	99.07	100.05	98.49	99.30	99.24	99.78	100.03	100.85	99.90	99.78	100.04	100.26	100.75
Fe	3.739	3.730	3.801	3.768	3.512	3.503	3.121	3.153	2.036	3.391	3.153	1.415	1.521	1.311
Co	0.236	0.242	0.288	0.297	0.314	0.329	0.954	0.953	3.730	3.903	3.913	4.794	5.038	5.116
Ni	5.034	5.040	4.868	4.965	5.195	5.198	4.969	4.932	3.507	1.985	2.235	3.103	2.739	2.800
Cu	b.d.	b.d.	0.065	0.020	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Zn	0.009	0.007	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.006	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Mn	0.006	0.008	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.004	0.006	0.007	b.d.	0.004	0.007
Cr	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.011	0.011	0.009
Sn	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004
Pb	b.d.	0.004	0.004	b.d.	b.d.	b.d.	0.004	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Catsum	9.024	9.030	9.025	9.050	9.021	9.030	9.048	9.038	9.287	9.288	9.311	9.326	9.316	9.247
S	7.976	7.970	7.975	7.948	7.977	7.970	7.952	7.962	7.713	7.712	7.689	7.674	7.684	7.753
Te	b.d.	b.d.	b.d.	0.002	0.002	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Ansum	7.976	7.970	7.975	7.950	7.979	7.970	7.952	7.962	7.713	7.712	7.689	7.674	7.684	7.753
Cat/An	1.132	1.133	1.132	1.138	1.131	1.133	1.138	1.135	1.204	1.204	1.211	1.215	1.212	1.193

V sulfidickém agregátu relativně nejméně postiženém alterací (obr. 5e) je pentlandit převažující komponentou, jež zčásti zasahuje až k okraji agregátu (tj. chybí zde jinak běžný obvodový lem magnetitu). Předpokládaný vysokoteplotní původ námi studovaného pentlanditu by byl v souladu i s jeho chemickým složením, ve srovnání s ideálním vzorcem charakterizovaným posunem celkové stechiometrie směrem k přebytku kationtů a deficitu síry (tab. 6, obr. 7b,c). Někteří autoři (např. Karup-Møller a Makovicky 1995; Sugaki a Kitakaze 1998; Kitakaze a Sugaki 2004) takový trend na základě experimentálních dat interpretují mísivostí vysokoteplotní modifikace pentlanditu (stabilní za teplot nad cca 615 °C) či kobaltopentlanditu (stabilní za teplot nad cca 831 °C) s kovy bohatšími speciemi (Ni_4S_3, Co_4S_3 či $Ni_{3\pm x}S_2$). Při chladnutí vysokoteplotní modifikace pentlanditu by mělo docházet k rozpadu



Obr. 7 *Variace v chemismu minerálů pentlanditové skupiny ze studovaného peridotitu z Plaňan a porovnání s publikovanými údaji. a - diagram Co - Ni - Fe, b - diagram suma kationtů versus obsah síry, c - diagram suma kationtů vs. Co. Srovnávací data ze serpentinitů Kutnohorska jsou převzata ze Šreina et al. (2007), data z granátického metabazitu z lomu Pohled z Dolníčka et al. (2025).*

tuhého roztoku na nízkoteplotní modifikaci pentlanditu a kovovou fázi γ (Fe,Ni) (Sugaki a Kitakaze 1998). V našem případě nebyly v (kobalto)pentlanditech pozorovány textury rozpadu tuhého roztoku, takže lze předpokládat metastabilní zachování vysokoteplotní modifikace.

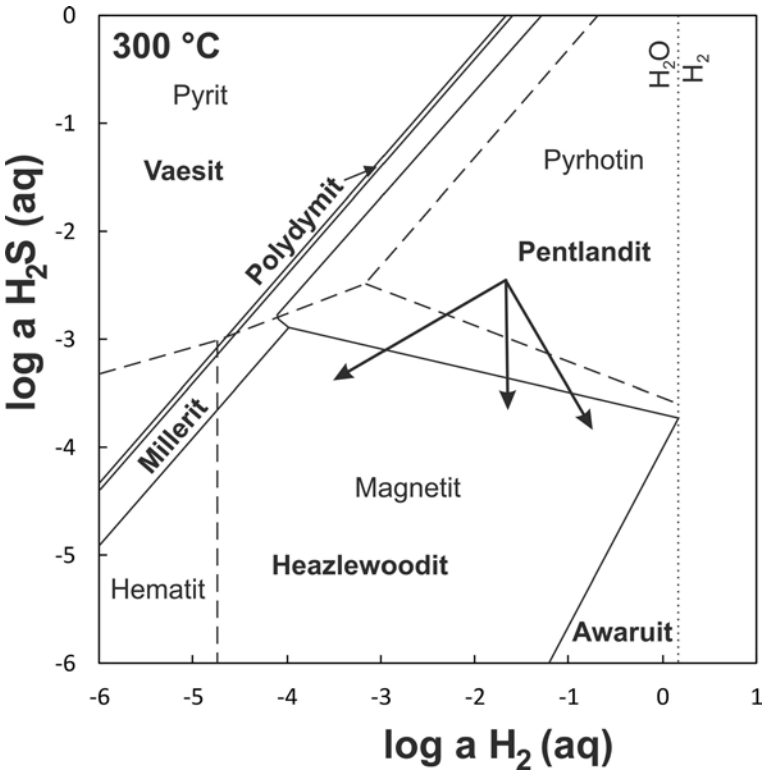
V další fázi vývoje došlo k zatlačení původního (kobalto)pentlanditu asociací magnetit + heazlewoodit. Jak už bylo zmíněno výše, vznik této asociace byl velmi pravděpodobně podmíněn infiltrací fluidní fáze s obsahem vody do prostoru původního sulfidického agregátu. Dále lze předpokládat (ve srovnání s podmínkami krystalizace minerálů pentlanditové skupiny) pokles fugacity síry v systému a snad i změnu fugacity kyslíku, i když ta není v případě pozorované minerální asociace nezbytně nutnou podmínkou (obr. 8). Zvýšenému redox potenciálu během určité dílčí fáze alterace, při níž vznikaly amfiboly, by nicméně nasvědčovala přítomnost výhradně trojvalentního Fe v obou zjištěných amfibolech, indikovaná stechiometrickými kritérii (hodnota eCNK je nejbližší hodnotě 13, je-li všechno Fe trojvalentní - viz tab. 2). Je zajímavé, že zcela shodné zjištění poskytl i nový přepočet publikované chemické analýzy tremolitu z dunitového xenolitu z Plaňan, studovaného Owenem et al. (2007). Poukazuje to na obdobný režim (z pohledu fugacity kyslíku) při alteracích různých xenolitů. V každém případě však Eh během alterací námi studovaného xenolitu nepřesáhlo hodnoty fugacitního pufru magnetit-hematit, a to vzhledem k absenci hematitu v paragenezi alteračních fází. Epizodické zvýšení Eh bylo dokumentováno v oblasti kutnohorského krystalinika během tvorby různých typů vtroušeninových a žilných hydrotermálních mineralizací (Dolníček a Ulmanová 2018a, 2019, 2020, 2021), a to i na lokalitě Plaňany (Dolníček a Ulmanová 2018b).

Bornit je minoritní součástí jen jediného sulfidického agregátu s převahou pentlanditu (obr. 5e). Kitakaze a Sugaki (2004) uvádějí bornit mezi stabilními fázemi asociujícími s nízkoteplotními i vysokoteplotními modifikacemi minerálů pentlanditové skupiny. Primární součástí likvačních sulfidických rud ovšem bornit nebývá, proto předpokládáme, že je spíše druhotného původu.

Pozice orcelitu naznačuje jeho alterační původ (tvoří uzavřeninu v novotvořeném magnetitu; obr. 5d), i když samozřejmě nelze vyloučit, že by mohlo jít i o zachovalý

Tabulka 7 *Chemické složení bornitu (Bn), orcelitu (Orc) a nepojmenované fáze $(Ni,Fe)_4S_3$ (Unk) ze studovaného peridotitu z Plaňan. Obsahy v hm. %, hodnoty apfu přepočteny na bázi 10 atomů (Bn), 2 aniontů (Orc), respektive sedmi atomů (Unk) na vzorcovou jednotku. b.d. - pod mezí stanovitelnosti*

An. č.	1	2	3	4	5	6	7
Minerál	Bn	Bn	Bn	Orc	Orc	Unk	Unk
Fe	11.83	12.86	12.42	3.02	2.82	13.71	15.96
Co	0.11	0.09	0.14	0.09	0.05	1.43	1.64
Ni	0.70	0.92	0.98	57.81	58.72	55.50	53.05
Cu	61.46	60.26	60.04	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Mn	b.d.	0.03	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Cr	b.d.	b.d.	b.d.	0.05	0.06	0.05	0.05
As	b.d.	b.d.	b.d.	34.29	36.11	b.d.	b.d.
Sb	b.d.	b.d.	b.d.	0.25	0.24	b.d.	b.d.
S	25.48	25.59	25.30	1.58	1.22	29.39	29.15
Te	b.d.	b.d.	b.d.	0.07	0.07	b.d.	b.d.
Celkem	99.58	99.76	98.88	97.17	99.29	100.08	99.85
Fe	1.066	1.154	1.126	0.213	0.194	0.806	0.940
Co	0.009	0.007	0.012	0.006	0.003	0.080	0.092
Ni	0.060	0.079	0.085	3.880	3.844	3.103	2.974
Cu	4.866	4.755	4.783	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Mn	b.d.	0.003	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Cr	b.d.	b.d.	b.d.	0.004	0.005	0.003	0.003
Catsum	6.001	5.998	6.005	4.110	4.053	3.991	4.008
As	b.d.	b.d.	b.d.	1.803	1.852	b.d.	b.d.
Sb	b.d.	b.d.	b.d.	0.008	0.008	b.d.	b.d.
S	3.999	4.002	3.995	0.195	0.146	3.009	2.992
Te	b.d.	b.d.	b.d.	0.002	0.002	b.d.	b.d.
Ansum	3.999	4.002	3.995	2.000	2.000	3.009	2.992



Obr. 8 *Diagram aktivita H_2 versus aktivita sulfanu pro teplotu 300 °C (Klein a Bach 2009). Plnými čarami jsou znázorněny hranice stability Ni-fází (popisky tučným textem), čárkovanými čarami hranice stability fází v systému Fe-O-S (popisky normálním textem), tečkovanou čárou pak hranice stability vody. Šipky naznačují možné scénáře vývoje při přechodu od minerální asociace s dominantním pentlanditem k minerální asociaci heazlewoodit + magnetit.*

nepřeměněný relikt z primární nerostné asociace. Zahraniční výskyty tohoto minerálu jsou ovšem interpretovány ve smyslu alterační geneze. Na typové lokalitě v masivu Tiébaghi (Nová Kaledonie), kde se vyskytl v serpentinizovaných harzburgitech, intimně srůstá s antigoritem (Caillère et al. 1959, 1961). Původ orcelitu obrůstajícího a žilkovitě pronikajícího maucherit ze španělské lokality Nebral vysvětlují Oen et al. (1980) v alteračních fluidech souvisejících se serpentinizací hostitelské horniny. Rovněž Lorand a Pinet (1984) vztahují vznik orcelitu ze čtyř různých světových lokací k hydrotermální aktivitě za teplot 450 - 400 °C, související se serpentinizací hostitelských hornin.

Vzhledem k nekompatibilnímu charakteru Bi předpokládáme, že neidentifikovaná Bi fáze (obr. 5b) je alteračního původu, přičemž Bi mohl být fluidy přinášen z kyselých korových hornin (migmatitů, či derivátů žulového magmatu) přítomných na lokalitě. Z nedaleké lokality Libodřice byla popsána i Pb-Bi mineralizace uložená konformně s foliací hostitelských amfibolitů a velmi pravděpodobně i metamorfovaná spolu s okolní horninou (Dolníček a Ulmanová 2021).

Samostatné fáze se složením Co_4S_3 či Ni_4S_3 dosud z přírodních systémů popsány nebyly. Neobjasněný bohužel zůstává mechanismus vzniku námi ojediněle zjištěné $(Ni,Fe)_4S_3$ fáze, kdy je její měňavkovitý agregát uzavírán při okraji agregátu heazlewooditu (obr. 5f). Je možné formulovat tři genetické scénáře. Za prvé, může jít o fázi vykrystalizovanou současně s (kobalto)pentlanditem s tím, že okolní hostitelský (kobalto)pentlandit byl následně zcela přeměněn na heazlewoodit. Slabinou této varianty je ovšem absence texturní evidence koroze reliktní $(Ni,Fe)_4S_3$ fáze novotvořeným heazlewooditem, a to tím spíše, že by patrně mělo jít o fázi velmi málo stabilní, soudě podle její dosavadní absence v přírodních systémech i v produktech experimentálních syntéz. Za druhé, daná fáze mohla krystalizovat společně s heazlewooditem. Za třetí, $(Ni,Fe)_4S_3$ fáze může být i mladší než heazlewoodit a tento minerál od okraje zatlačovat. Nálezy dalších srůstů by mohly texturní vztahy a časovou posloupnost těchto fází vyjasnit. Budoucí výzkumy tedy snad umožní definitivní genetickou interpretaci těchto unikátních nerostných asociací.

Závěrem můžeme konstatovat, že primární sulfidické minerály byly ve studovaném vzorku mnohem senzitivnější k naloženým alteračním procesům než silikáty. Zatímco vůči alteracím obvykle velmi málo stabilní olivín je přeměněn jen relativně slabě, pokročilá přeměna postihla i ty sulfidické inkluze, které byly pro fluida zpřístupněny i jen ojedinělou tenkou vlasovou trhlinkou. Ukazuje se, že petrology většinou opomíjené sulfidické asociace ultrabazických hornin mohou být velmi citlivým indikátorem naložených alteračních procesů (viz též Oen et al. 1980).

Porovnání s publikovanými údaji v širší oblasti

V oblasti kutnohorského krystalinika se minerálnímu složení a chemismu jednotlivých minerálů serpentinizovaných ultrabazik věnovali na několika lokalitách Šrein et al. (2007). Předmětem jejich studia byly serpentinity v okolí Kutné Hory, v oblasti mezi Malešovem a Kačinou. Vedle minerálů serpentinové skupiny v nich byly zjištěny i relikty olivínu, pyropový granát, chromspinelidy (obr. 4), chlorit (zčásti s velmi vysokými obsahy Cr či Ni - až kolem 30 hm. % jejich oxidů), mastek, flogopit, rutil, ilmenit a geikielit. Jako rudní minerály sekundárního původu jsou citovanými autory uváděny hematit, magnetit, pentlandit, kobaltopentlandit, heazlewoodit, millerit, godlevskit, maucherit, arzenopyrit a bornit. Chemické složení minerálů skupiny pentlanditu podle několika prezentovaných analýz (viz obr. 7) vykazuje podobný posun ve stechiometrii i variabilitu v obsazích Fe, Co a Ni jako v peridotitu z Plaňan. Heazlewoodit ze serpentinitů má obsahy Fe do 0.142 *apfu* (obr. 6). Běžný výskyt hematitu nasvědčuje výrazněji oxidačním podmínkám při vzniku sekundárních rudních akcesorií než v námi studovaném vzorku z Plaňan.

Dosti odlišnou asociaci akcesorických rudních minerálů nově popsali z metaultramafitů z lomu Pohled u Havlíčkova Brodu (moldanubikum) Dolníček et al. (2025). Vedle chromspinelidů (obr. 4), magnetitu a ilmenitu uvádějí i pentlandit (s Ni>Fe i Ni<Fe, jen malou variabilitou v obsazích Fe, Co a Ni (obr. 7a) a víceméně stechiometrickým poměrem kovů k síře), dále monoklinický a hexagonální pyrhotin, maucherit, nikelín, violarit, polydymit, kobaltin, millerit a westerveldit. Přeměny pentlanditu v heazlewoodit a magnetit zjištěny nebyly. Je zřejmé, že v tomto případě byla rudní asociace formována v širším rozsahu genetických podmínek, včetně epizody s vysokou aktivitou síry, při níž vznikaly thiospinely (violarit, polydymit) a millerit (srov. obr. 8). Nelze vyloučit, že tato epizoda mohla souviset s formováním rudních žil bohatých na sulfidy, jejichž výskyt je v lomu Pohled významný a zcela běžný.

Závěr

Podrobnější studium xenolitu slabě serpentinizovaného peridotitu z lomu Plaňany I (kutnohorské krystalinikum) ukázalo pestré minerální složení horniny, jež bylo významně modifikováno naloženými alteračními procesy. Původní (primární) minerální asociace horniny je reprezentována olivínem (Fo_{90}), malým množstvím klinopyroxenu ($Wo_{48-49}En_{49-50}Fs_{1-3}$), ortopyroxenu ($En_{92}Fs_8$), chromspinelidů ($Chr_{45-65}Spl_{20-46}Mch_{0-12}Mgt_{2-4}Hrc_{0-5}Ghn_{1-2}Gal_1Ulv_{0-1}$) a sulfidů (pentlandit a kobaltopentlandit). Alterační fáze zahrnují amfibol (magneziohornblend a tremolit), chlorit (klinochlor), minerály serpentinové skupiny, magnetit, heazlewoodit, orcelit, bornit a neurčenou fázi s podstatným obsahem Bi. Nejasná je paragenetická pozice kalcitu a nepojmenované fáze $(Ni,Fe)_4S_3$. Sulfidy reagovaly ve studovaném xenolitu na hydrotermální alteraci mnohem citlivěji než silikáty: zatímco olivín je jen slabě serpentinizován, původní asociace sulfidických agregátů, tvořená (kobalto)pentlanditem, byla téměř vždy hluboce přeměněná v asociaci heazlewoodit + magnetit. Alterační fluida, chudá redukovanou sírou, byla externího původu, neboť z okolních korových hornin přinášela Na, K, F a Bi. Získané výsledky potvrzují význam lokality Plaňany pro pochopení procesů, jež formovaly geologickou jednotku kutnohorského krystalinika.

Poděkování

Autoři děkují vedení firmy EUROVIA Kamenolomy, a.s. i vedení provozovny Plaňany za umožnění terénních výzkumů v lomu. Práce na článku byly finančně podpořeny Ministerstvem kultury ČR v rámci institucionálního financování výzkumné organizace Národní muzeum (00023272 - cíl DKRVO 2024-2028/1.I.b). Kolegům V. Štědré a M. Fišerovi děkujeme za vstřícné recenzní posouzení rukopisu.

Literatura

Bayliss P (1975) Nomenclature of the trioctahedral chlorites. Can Mineral 13: 178-180

Caillère S, Avias J, Falgueirettes J (1959) Découverte en Nouvelle-Calédonie d'une minéralisation arsenicale sous forme d'un nouvel arséniure de nickel Ni_2As. C R Acad Sci Paris 249, 1771-1773

Caillère S, Avias J, Falgueirettes J (1961) Sur un nouvel arséniure de nickel (Ni_2As). L'orcélite. Bull Minéral 84 (1): 9-12

Cathelineau M (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. Clay Miner 23: 471-485

Dolníček Z, Koutňák R, Krejčí Kotlánová M (2025) Minerály Cr, V, Ni a Co v bazických a ultrabazických horninách z lomu Pohled u Havlíčkova Brodu (moldanubikum Českého masivu). Acta Mus Moraviae, Sci geol 110 (2): 373-396

Dolníček Z, Ulmanová J (2018a) Revize sulfidické mineralizace z alpských žil od Markovic u Čáslavi (kutnohorské krystalinikum): minerální asociace a chemické složení. Bull Mineral Petrolog 26(2): 138-148

Dolníček Z, Ulmanová J (2018b) Texturně neobvyklá Cu sulfidická mineralizace a doprovodné minerály z alpské žíly od Markovic u Čáslavi. Bull Mineral Petrolog 26(1): 78-89

Dolníček Z, Ulmanová J (2019) Mineralogická charakteristika dvou typů hydrotermálních žil s obsahem REE minerálů z lomu u Vrbčan (kutnohorské krystalinikum). Bull Mineral Petrolog 27(2): 331-345

Dolníček Z, Ulmanová J (2020) Mineralogická charakteristika křemenné žíly se scheelitem a alpské žíly s prehnitem z lomu v Plaňanech u Kolína (kutnohorské krystalinikum). Bull Mineral Petrolog 28(1): 74-85

Dolníček Z, Ulmanová J (2021) Pb-Bi mineralizace v amfibolitech z lomu Libodřice u Kolína (kutnohorské krystalinikum, Česká republika). Bull Mineral Petrolog 29(1): 6-15

Fišera M (1977) Geologie a petrografie kutnohorského krystalinika západně od Kolína. Výzk práce Ústř Úst Geol 16: 19-31

Fišera M (1979) Biotitický granodioritový porfyrit z Plaňan u Kolína. Čas Nár Muz, Odd Přírodověd 146: 178-183

Fišera M (1981) Geologické a petrografické poměry okolí Plaňan. Výzk práce Ústř Úst Geol 26: 1-42

Fišera M (2003) Nový výskyt serpentinitu a pyroxenitu v Plaňanech u Kolína. Bull mineral.-petrolog Odd Nár Muz 11: 203-204

Karup-Møller S, Makovicky E (1995) The phase system Fe-Ni-S at 725 °C. N Jahrb Mineral Monat 1995: 1-10

Kitakaze A, Sugaki A (2004) The phase relations between $Fe_{4.5}Ni_{4.5}S_8$ and Co_9S_8 in the system Fe-Ni-Co-S at temperatures from 400° to 1100°C. Can Mineral 42: 17-42

Klein F, Bach W (2009) Fe-Ni-Co-O-S phase relations in peridotite-seawater interactions. J Petrol 50: 37-59

Leake BE, Woolley AR, Arps ChES, Gilbert MCh, Grice JD, Hawthorne FC, Kato A, Kisch HJ, Krivovichev VG, Linthout K, Laird J, Mandarino JA, Maresch WV, Nickel EH, Rock NMS, Schumacher JC, Smith DC, Stephenson NCN, Ungaretti L, Eric JW, Whittaker EJW, Youzhi G (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. Can Mineral 35: 219-246

Lorand JP, Pinet M (1984) L'orcelite des peridotites de Beni Bousera (Maroc), Ronda (Espagne), Table Mountain et Blow-Me-Down Mountain (Terre-Neuve) et du Pinde Septentrional (Grèce). Can Mineral 22: 553-560

Marek M, Košťák M, Mazuch M, Karoušek O (2013) First record of a fossil chiton (Polyplacophora) from the Bohemian Cretaceous Basin (Late Cretaceous). Fol Mus rer nat Bohem occ, Geol Paleobiol 47: 27-32

Melka K (1965) Návrh na klasifikaci chloritových minerálů. Věst Ústř Úst geol 40: 23-27

Morimoto N, Fabries J, Ferguson AK, Ginzburg IV, Ross M, Seifert FA, Zussman J (1989): Nomenclature of pyroxenes. Can Mineral 27: 143-156

Novák JK, Vrbová H (1996) Petrogenesis and geochemistry of mafic rocks from the Kutná Hora Crystalline Complex and the neighbouring part of the Rataje Micaschist Zone. Geolines 4: 1-41

Oen IS (1973) A peculiar type of Cr-Ni mineralization; cordierite-chromite-niccolite ores of Málaga, Spain, and their possible origin by liquid unmixing. Econ Geol 68: 831-842

Oen IS, Kieft C, Burke EAJ, Westerhof AB (1980) Orcelite and associated minerals in the Ni—Fe—As—S system in chromitites and orthopyroxenites of Nebral, Málaga, Spain. Bull Minéral 103 (2): 198-208

Owen JV, Dostal J, Fisera M (2007) Mineralogical controls on the distribution of trace elements in metasomatized peridotite enclaves from Planany, Czech Republic. Mineral Mag 71(1): 81-91

Pauliš P (2021) Nový přehled minerálů České republiky a jejich lokalit, 3. vyd. Kuttna, Kutná Hora.

Pouchou JL, Pichoir F (1985) "PAP" (φρZ) procedure for improved quantitative microanalysis. In: Armstrong JT (ed.) Microbeam Analysis: 104-106. San Francisco Press, San Francisco

Sugaki A, Kitakaze A (1998) High form of pentlandite and its thermal stability. Am Mineral 83: 133-140

Synek J, Oliveriová D (1993) Terrane character of the north-east margin of the Moldanubian Zone: the Kutná Hora Crystalline Complex, Bohemian Massif. Geol Rundsch 82: 566-582

Šrein V, Šťastný M, Šreinová B (2007) Chemické složení minerálů serpentinitů mezi Malešovem a Kačinou na Kutnohorsku. Bull mineral-petrolog odd Nár Muz (Praha) 14-15: 159-169

Turek K (2008) Charakteristika ultrabazických uzavřenin v horninách moldanubika na lokalitách Polnička a Pohled. MS, diplomová práce, Masarykova univerzita Brno.

Žítt J (2001) Zajímavý profil sedimentů s akumulací koprolitů, ústřic a červů. - (Plaňany, Česká křídová pánev). Zpr geol výzk v r 2000: 25-27