

<https://doi.org/10.46861/bmp.28.132>

PŮVODNÍ PRÁCE/ORIGINAL PAPER

Minerály kontaminovaných granitových pegmatitů z lomu Pohled u Havlíčkova Brodu (moldanubikum), část I: oxidy, karbonáty, silikáty a fosfáty

Minerals of contaminated granitic pegmatites from the Pohled quarry near Havlíčkův Brod (Moldanubicum, Czech Republic), part I: oxides, carbonates, silicates and phosphates

ZDENĚK DOLNÍČEK¹*, KAREL MALÝ²), JANA ULMANOVÁ¹), JAROSLAV HAVLÍČEK²) A LUBOŠ VRTIŠKA¹)¹Mineralogicko-petrologické oddělení, Národní muzeum, Cirkusová 1740, 193 00 Praha 9;

*e-mail: zdenek.dolnicek@nm.cz

²Muzeum Vysočiny Jihlava, Masarykovo náměstí 55, 586 01 Jihlava

DOLNÍČEK Z, MALÝ K, ULMANOVÁ J, HAVLÍČEK J, VRTIŠKA L (2020) Minerály kontaminovaných granitových pegmatitů z lomu Pohled u Havlíčkova Brodu (moldanubikum), část I: oxidy, karbonáty, silikáty a fosfáty. Bull Mineral Petrolog 28(1): 132-151 ISSN 2570-7337

Abstract

In the Pohled quarry near Havlíčkův Brod town (central part of the Czech Republic), granitic pegmatites form dikes or irregular bodies cementing breccia of host metamorphic rocks (paragneisses, amphibolites) belonging to the Monotonous (Ostrong) Group of the Moldanubicum of the Bohemian Massif. Pegmatites exhibit coarse-grained textures and very simple mineral composition, which, however, was in places strongly modified by superimposed hydrothermal alterations and locally also by crystallization of ore minerals. K-feldspar, plagioclase (An₀₋₃₈), biotite (phlogopite), apatite (fluorapatite to hydroxylapatite), zircon, allanite-(Ce) and part of quartz undoubtedly originated during the magmatic stage. Products of hydrothermal alterations include younger quartz, Fe-Mg chlorites (older clinocllore and younger chamosite with an admixture of Ca-smectite), prehnite, clinozoisite, amphibole (actinolite), titanite, calcite, and very probably also ilmenite (with up to 22.5 mol. % of pyrophanite), rutile, anatase and V-Cr-Fe-rich grossular with 13 - 25 mol. % of goldmanite and 12 - 24 mol. % uvarovite. The elevated contents of Mg, Ca, V and Cr found in some minerals are associated with a material contamination by the surrounding metamorphic rocks (especially amphibolites, serpentinites and perhaps also graphitic lithologies), which took place with varying intensity during both magmatic and hydrothermal stages of evolution of the studied pegmatites. Geochemically, they are poorly fractionated pegmatites, whose origin was probably connected with anatexis of the host Moldanubian metamorphic rocks, which was likely associated with emplacement of adjacent small body of the Pohled Granodiorite.

Key words: contaminated granitic pegmatites, hydrothermal alteration, chlorite, allanite, V-Cr rich grossular, chemical composition, Moldanubicum, Bohemian Massif

Obdrženo 22. 3. 2020; přijato 11. 5. 2020

Úvod

Lom Pohled u Přibyslavi (východně od Havlíčkova Brodu) představuje významnou mineralogickou lokalitu, jež byla v minulosti předmětem četných dílčích výzkumů. Pohledský lom je znám zejména výskytem polymetalického žilného Zn-Pb zrudnění typu *k-pol* (ve smyslu Bernarda 1981), jež regionálně spadá k havlíčkobrodskému rudnímu revíru. Z těchto rudních žil byla popsána řada minerálů. Hlavními rudními minerály jsou sfalerit, pyrhotin, pyrit, méně arzenopyrit, galenit, chalkopyrit, akcesoricky i löllingit, markazit, tetraedrit, dyskrazit, kasiterit, stanin, pyrargyrit, gustavit, joséit A, joséit B, ryzí bismut a scheelit (Hak, Johan 1961; Dobeš, Malý 2001, Mastíková 2009, 2011; Kadlec 2018). Scheelit byl v nedávné době nalezen v polymetalické rudní žíle i ve sběratelsky atraktivních až 22 mm velkých žlutohnědých krystalech zarostlých do šedozeleňého klinochloru (Kadlec 2018; Kopecký, Pauliš 2019). Žilovina rudních žil je tvořena křemenem, kalcitem, muskovitem a chloritem (Mastíková 2011). Ze supergenních minerálů byl na rudních žilách zjištěn mimetezit, devillin,

linarit (jediný výskyt v havlíčkobrodském rudním revíru), cerusit a akantit (Pauliš et al. 2012; Pauliš et al. 2013). Pozoruhodný byl nález krystalovaného vivianitu (Venclík et al. 2013) a také ojedinělého cronstedtitu (Hybler et al. 2016).

V menší míře se v lomu vyskytují i další žilné hydrotermální mineralizace. Mastíková (2009, 2011) uvádí výskyty žil alpského typu (tvořených křemenem, kalcitem, chloritem, muskovitem, adulárem, titanitem, pyritem, pyrhotinem, akcesoricky molybdenitem, markazitem, scheelitem, allanitem a produkty jeho alterace - churchitem a rabdofánem); nověji jsou z nich popisovány i výskyty prehnitu, laumontitu a dalších zeolitů (Pauliš et al. 2015; Havlíček et al. 2018; Kadlec et al. 2018). Dále je z lomu uváděna přítomnost žil tvořených křemenem (Hak, Johan 1961; Dobeš, Malý 2001; Mastíková 2011), dolomitěm (Mastíková 2011), kalcitem (někdy s akcesorickou příměsí křemene, pyritu či fluoritu; Mastíková 2009, 2011) a žilek tvořených palygorskitem (Mastíková 2009).

Zajímavým fenoménem bylo vtoušeninové molybdenitové zrudnění, které tvořilo malé izolované hnízdo v žule

(Moupic, Tošer 1985; Mastíková 2009; Seidlová 2011).

Welser a Záruba (2004) popsali z lomu Pohled čočkovitou pegmatitovou žílu směru ZJZ - VSV až JZ - SV o maximální mocnosti až 120 cm, protínající okolní ruly a amfibolity. Autoři zdůrazňují texturní nehomogenitu pegmatitového tělesa. V horní části odkryvu žíly rozlišili aplitickou, granitickou a blokovou jednotku, zatímco ve spodní části měla žíla spíše charakter aplitu s hnízdy hrubě zrnitého pegmatitu. Z tohoto pegmatitu Welser a Záruba (2004) uvádějí křemen, albit-oligoklas, mikroklin, biotit, fluorapatit, pyrit a amfibol. Přítomnost pyritu, biotitu a amfibolu podle autorů svědčí o kontaminaci pegmatitu okolními amfibolity.

V souvislosti s plánovaným ukončením těžby kameňiva v lomu Pohled je na pořadu dne i brzký zánik této významné geologické a mineralogické lokality. Z toho důvodu jsme v roce 2019 v lomu odebrali reprezentativní dokladový mineralogický materiál pro sbírky Národního muzea v Praze a Muzea Vysočiny v Jihlavě a provedli i jeho základní mineralogické zhodnocení. V tomto příspěvku přinášíme nové poznatky k mineralogii pegmatitů, jimž, jak vyplývá z předchozích řádků, bylo až dosud věnováno ze strany mineralogů jen velmi málo pozornosti. Vzhledem k velkému množství nově získaných údajů je problematika rozdělena do dvou článků; v této první části přinášíme nové údaje o minerálech ze skupiny oxidů, fosfátů, karbonátů a silikátů, zatímco předmětem zamýšlené druhé části by měly být poznatky o minerálech ze skupiny prvků, sulfidů a příbuzných sloučenin.

Geologická pozice

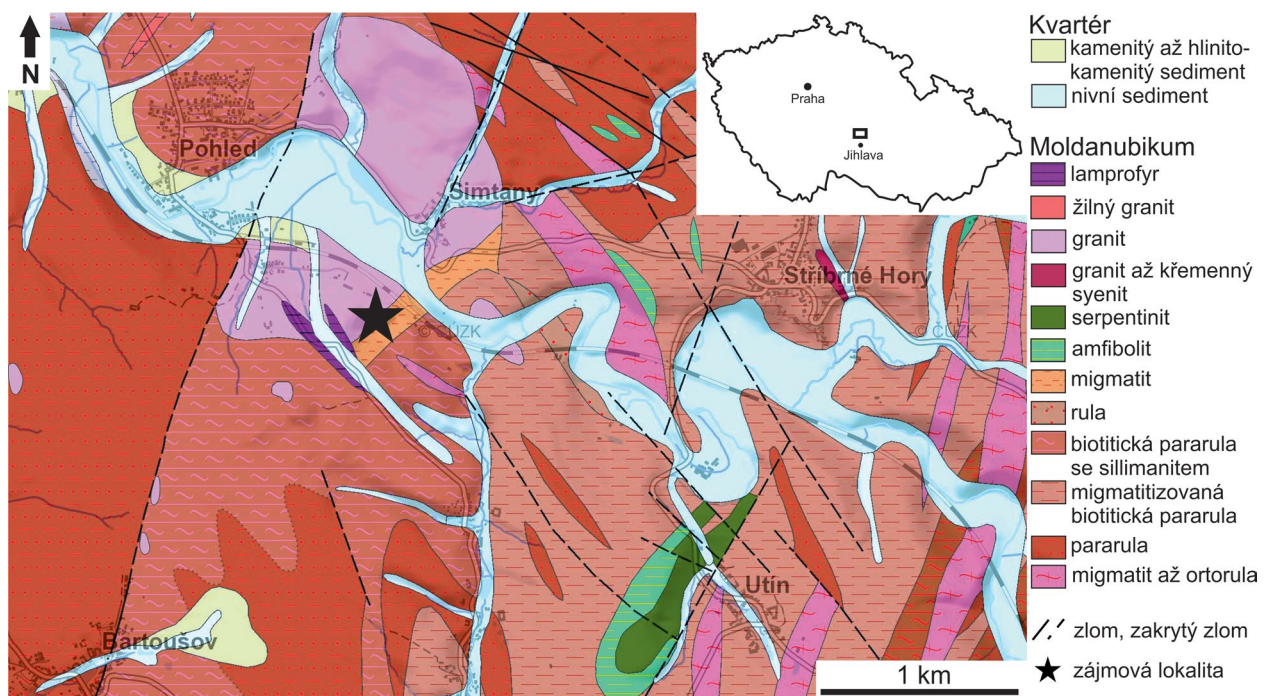
Pohledský lom se nachází asi 1200 m jv. od středu stejnojmenné obce a asi 500 m jjz. od obce Simtany. V lomu je odkryt kontakt mezi metamorfity severní části moravské větve jednotvárné (nověji ostronské) skupiny moldanubika a tělesem tzv. pohledské žuly (obr. 1). Metamorfity moldanubika jsou v prostoru lomu reprezentovány zejména různě intenzivně migmatizovanými biotitickými pararulami s až 10 m mocnými vložkami amfibolitů. V rulách a migmatitech se místy objevují i drobné (max.

desítky cm velké) ultramafické uzavřeniny, tvořené hornblenditem, pyroxenitem, eklogitem či serpentinizovaným dunitem (posledně jmenovaný typ je typicky vrouben anofylitovým lemem), jejichž bližší charakteristiku uvádějí Turek (2006, 2008) a Mastíková (2009).

Pohledská žula je bílošedá, slabě porfyrická, všesměrně zrnitá magmatická hornina, petrograficky odpovídající biotitickému granodioritu (Doleželová 2015). Těleso pohledské žuly pravděpodobně představuje apofýzu melechovského masivu (Beneš 1963). Radiometrické datování dosud nebylo provedeno, vzhledem k absenci usměrnění horniny jde však zjevně o posttektonickou intruzi. Kontakt s okolními metamorfity je intruzivní.

Metamorfované horniny jsou v lomu místy protínány drobnými žilami aplitů či pegmatitů. Nikdy nebyly pozorovány v prostředí pohledského granodioritu. Aplity jsou bělavé až nažloutlé, jemně zrnité horniny složené z křemene a živců. Žíly aplitů dosahují řádově centimetrových až decimetrových mocností.

Pegmatity v prostoru lomu tvoří jednak žíly diskordantní vůči foliaci okolních metamorfitů, jednak tmel pojící ostrohranné bloky brekciovaných hostitelských metamorfitů. Prvně zmiňovanou morfológickou formu popisují Welser a Záruba (2004), druhý zmiňovaný typ výskytu byl často nalezen autorů tohoto příspěvku v posledních letech. Zatímco u žil výše citovaní autoři uvádějí přítomnost i několika texturně-paragenetických jednotek (aplitická, granitická, bloková), v námi dokumentovaných výskytech značně převažuje hrubě zrnitá textura pegmatitů s velikostí zrn v prvních jednotkách cm, která obvykle nevykazuje žádnou makroskopicky patrnou texturní zonalitu. Jen ojediněle byl zaznamenán při kontaktu s okolní horninou tenký lem (centimetrová mocnost) jemnozrnější aplitické či granitické facie. V centrálních částech pegmatitových výplní bývají někdy přítomna ostře ohraničená hnízda o velikosti až 30 cm, tvořená hlavně amfibolem. Poměrně často jsou v pegmatitech přítomny mladší žilky a drobná hnízda sulfidů, z nichž je makroskopicky patrný zejména pyrit, méně i sfalerit.

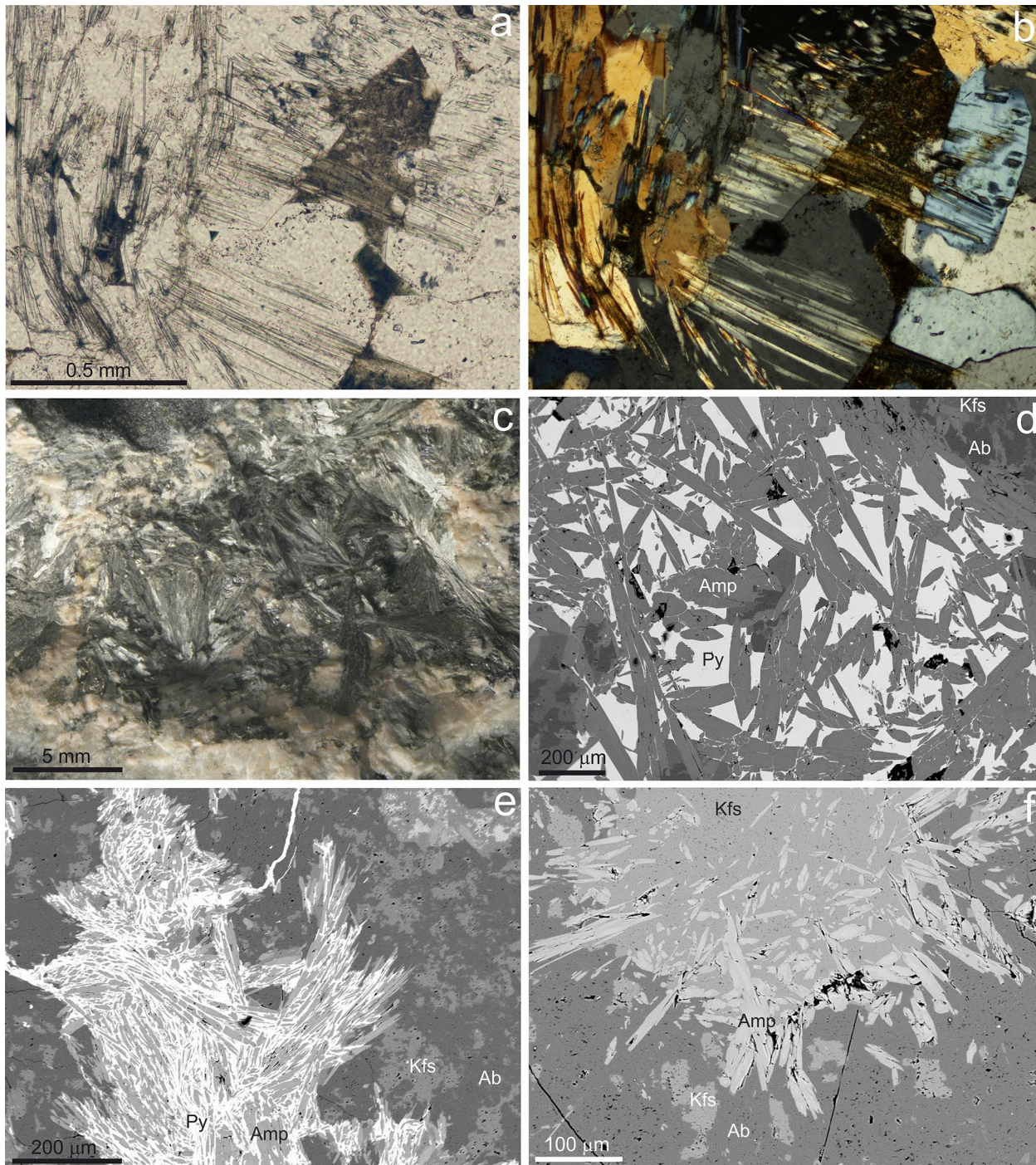


Obr. 1 Geologická pozice studované lokality. Podkladová mapa převzata a upravena z elektronické verze geologické mapy 1:50000 (www.geology.cz).

Materiál a metodika

Všechny studované vzorky byly odebrány autory předložené studie v průběhu roku 2019. Vzorky pocházely většinou z nejspodnější, aktuálně těžené etáže lomu a byly odebrány hlavně z rozvalu. Většina blíže studovaných vzorků představuje typický hrubě zrnitý pegmatit, v některých případech na kontaktu s hnízdy amfibolu. Většina vzorků byla více nebo méně postižena mladšími hydrotermálními alteracemi, projevujícími se přítomností

korozních dutin, sulfidů, karbonátů a chloritů. Makrofotografie vybraných fází byly zhotoveny pomocí mikroskopu Nikon SMZ 25 s digitální kamerou Nikon DS-Ri2 za použití funkce skládání obrazu v programu NIS Elements AR verze 4.20. Z reprezentativních vzorků byly následně diamantovou pilou vyřezány mineralogicky zajímavější partie a z nich byly zhotoveny (P. Sečkář, Univerzita Komenského, Bratislava) leštěné nábrusy a výbrusy. Dokumentace zhotovených preparátů v odraženém či pro-



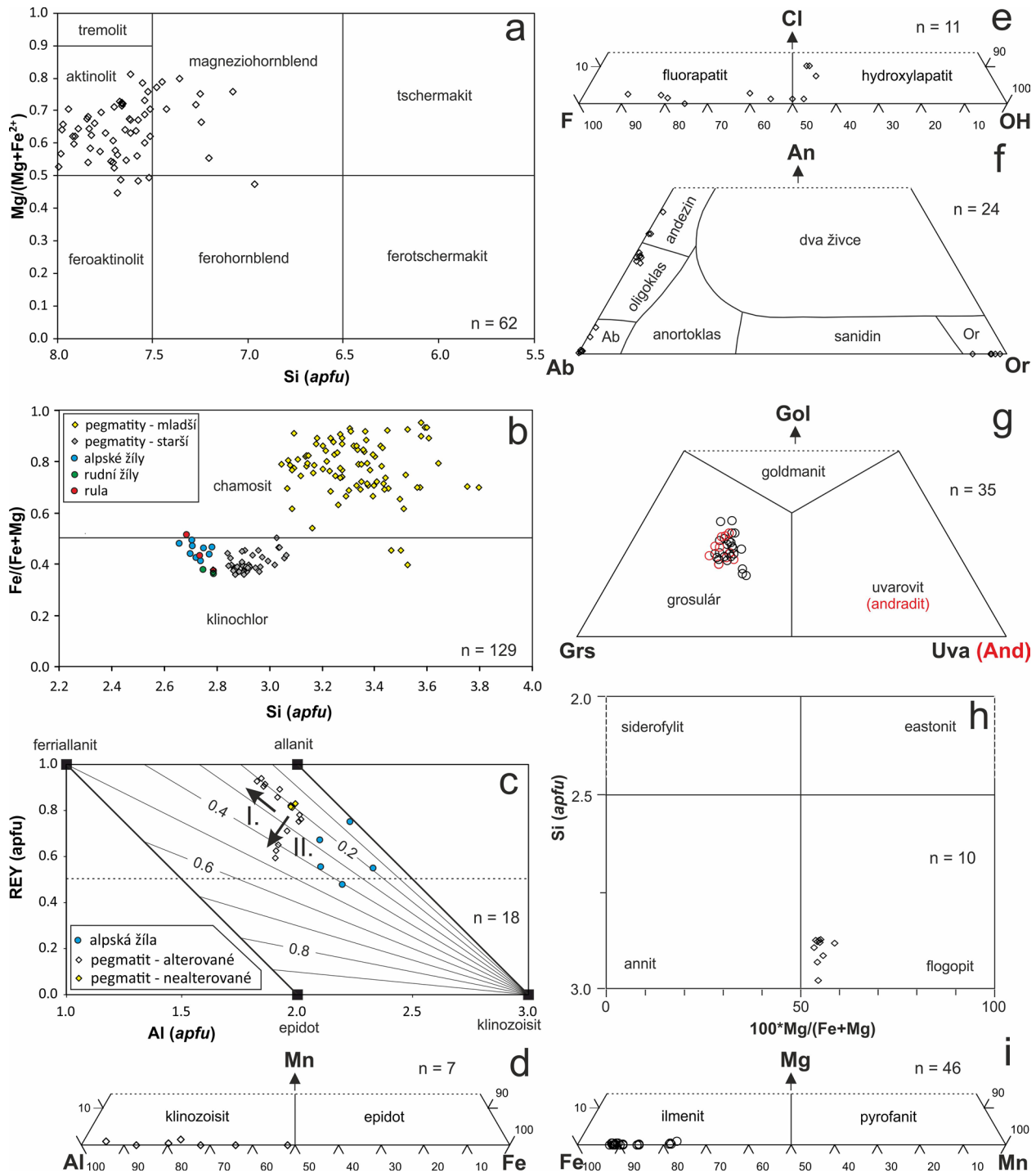
Obr. 2 Minerální asociace a vývin minerálů ze studovaných pegmatitů z lomu Pohled. a, b - mladší generace křemene, prorůstaná jehlicovitým aktinolitem a obklopovaná chloritem. Výbrus, procházející světlo, PPL (a), XPL (b); c - radiálně paprscité agregáty amfibolu z amfibolového hnízda v asociaci se světle zbarveným plagioklasem; d - automorfní individua amfibolu (Amp) obklopovaná pyritem (Py), K-živcem (Kfs) a albitem (Ab), BSE obraz; e - zatlačování amfibolu mladším pyritem, BSE obraz; f - prorůstání jehlic amfibolu do okolních živců (Ab - albit, Kfs - K-živec), BSE obraz. Snímky J. Ulmanová a Z. Dolníček.

Charakteristika zjištěných minerálů

Křemen je na některých vzorcích pegmatitu hlavní složkou, jindy se vyskytuje jen akcesoricky. Je přítomen ve dvou generacích. Starší křemen vytváří masivní šedobílá, xenomorfně omezená zrna, srůstající zejména se živci, o velikosti až 2 cm. V některých vzorcích nelze vyloučit, že starší křemen byl během pozdějšího hydrotermálního vývoje pegmatitu vyloučen a dutiny po něm byly druhotně vyplněny amfibolem, chloritem, sulfidy či kalci-

tem. V oblasti amfibolových hnízd byl v mikroskopických preparátech zjištěn i mladší křemen (často v automorfně omezených průřezech) hojně uzavírající automorfně omezené jehlice amfibolu (obr. 2a,b).

Plagioklas je také podstatnou složkou všech studovaných vzorků. Je přítomen hlavně v podobě hypautomorfně až xenomorfně omezených individuí centimetrových velikostí, které mají makroskopicky bílou, oranžovou či světle zelenou barvu (obr. 2c). V mikroměřítku bývají



Obr. 3 Klasifikace chemicky analyzovaných minerálních fází a porovnání s publikovanými údaji z lomu Pohled. a - amfiboly v diagramu Leakeho et al. (1997); b - chlority v diagramu Baylisse (1975), srovnávací data převzata z prací Mastíkové (2009, 2011); c - allanity v diagramu Petrika et al. (1995) a Gierého, Sørensen (2004), srovnávací data převzata z prací Mastíkové (2009, 2011); d - klinzoisity v diagramu klinzoisit-epidot-piemontit; e - apatity v diagramu fluorapatit-chlorapatit-hydroxylapatit; f - živce v diagramu albit-ortoklas-anortit; g - granáty v diagramu grosulár-goldmanit-andradit/uvarovit; h - biotit v diagramu Riedera et al. (1998); i - ilmenit v diagramu ilmenit-pyrofanit-geikielit.

plagioklasy místy od okrajů zrn a podél štěpnosti zatlačovány prehnitem, chloritem a klnozoisitem. V BSE obraze nevykazují plagioklasy žádnou výraznou zonalitu. Homogenitu chemického složení v rámci jednoho a téhož vzorku většinou potvrdily i analýzy na mikrosondě, byly však zjištěny poměrně výrazné rozdíly v chemismu plagioklasů z různých vzorků (srv. tab. 1). Klasifikačně jde o albity až andezíny ($An_{0.7-38.4}Or_{0.0-2.1}Slw_{0.0-0.4}$) - viz obr. 3f. Texturně se plagioklasy s různou bazicitou od sebe nijak výrazně neliší. Více než polovina získaných analýz měla i zvýšené obsahy fosforu (až 0.011 apfu P). Druhou formou výskytu jsou perthitické odmišeny v K-živci, jež jsou tvořeny prakticky čistým albitem ($An_{0.0-0.8}Or_{0.0-0.5}$).

K-živec je relativně hojným minerálem, i když je přítomen v menším množství než plagioklas. Vytváří bílá či růžová, xenomorfně omezená izometrická až mírně pro-

tažená zrna o velikosti až prvních centimetrů. Za čerstva má skelný lesk, který se mění v důsledku počínající argilitizace až na matný. V řadě případů obsahuje perthitické odmišeny albitu. Chemické složení K-živce je jednoduché (tab. 1, obr. 3f), vedle převažující ortoklasové složky (92.0 - 97.8 mol. %) obsahuje i malý podíl albitové (1.7 - 8.0 mol. %) a vzácně i slawsonitové (max. 0.5 mol. %) a celsianové (max. 0.3 mol. %) komponenty.

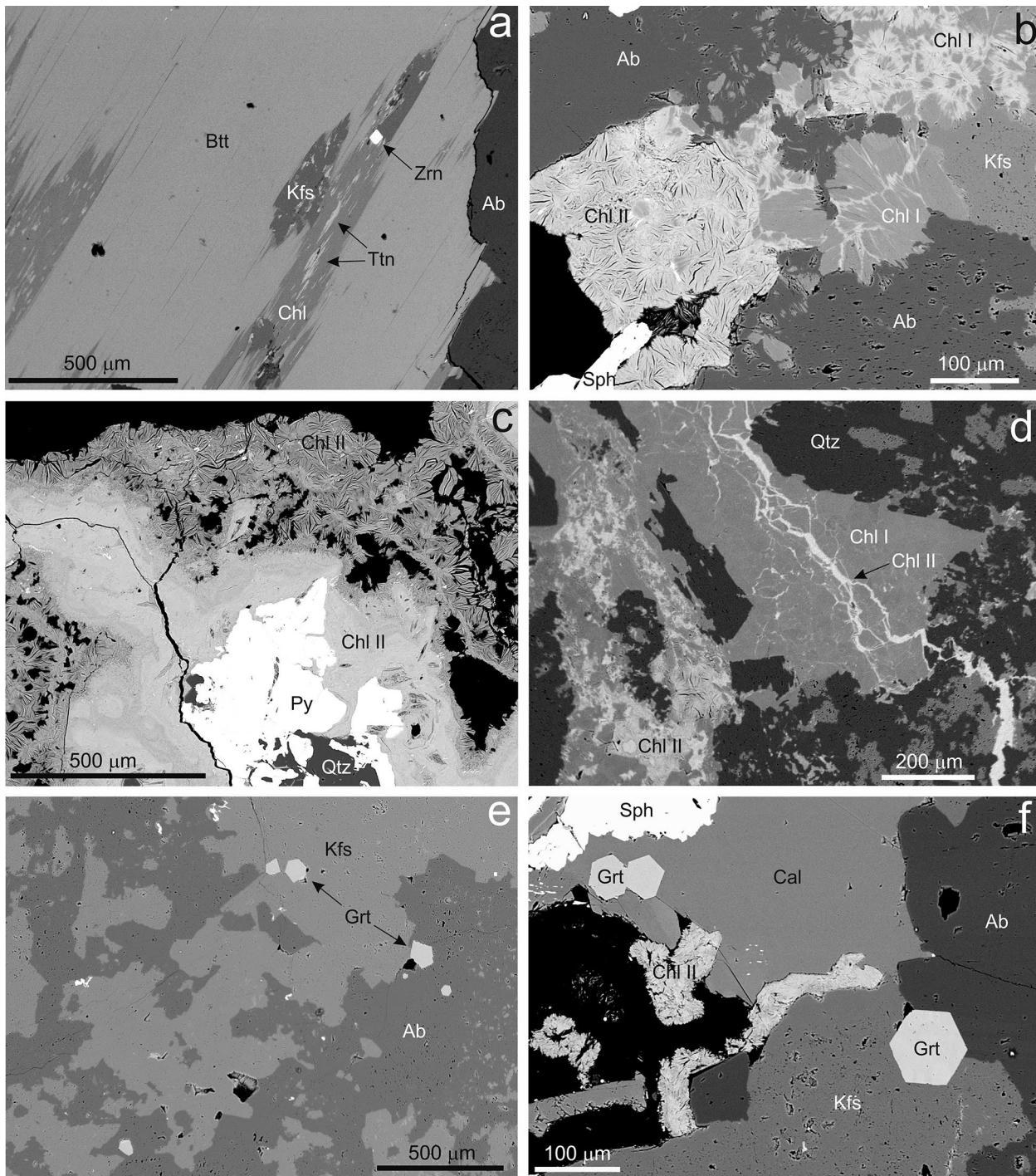
Amfibol reprezentuje hlavní složku amfibolových hnízd, které se někdy vyskytují v centrálních částech pegmatitových výplní mezer v brekciích okolních metamorfítů. Ojedinele byly pozorovány i tenké (do 0.5 cm mocné) křemen-amfibolové žilky, protínající křemen-živcovou hmotu. Amfibol má makroskopicky šedozelenou barvu a vytváří stébelnaté, jehlicovité či radiálně paprscité agregáty, v nichž jednotlivá individua dosahují délek až několi-

Tabulka 2 Příklady chemického složení amfibolu (Amp) a biotitu (Bt) z pohledských pegmatitů. Obsahy oxidů v hm. %, hodnoty apfu jsou vypočítány na základě 22 atomů kyslíku + 2(OH+F+Cl) a 13 kationtů eCNK (amfiboly), resp. 10 atomů kyslíku + 2(OH+F+Cl) (biotit). * - obsah H_2O dopočten ze stechiometrie. F/FM = $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$.

An. č.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Minerál	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Bt	Bt	Bt	Bt
P_2O_5	0	0	0	0	0.18	0	0	0	0.07	0.06	0	0	0	0
SiO_2	51.38	54.26	53.60	50.38	52.82	53.67	51.57	51.42	51.77	48.60	36.60	37.04	37.74	37.87
TiO_2	0	0.23	0.23	0.12	0	0.08	0	0	0.40	0.19	2.08	1.97	3.35	3.22
ZrO_2	0	0	0	0	0.27	0	0.08	0	0	0.09				
Al_2O_3	1.07	2.16	0.82	3.35	2.49	2.31	4.06	3.15	3.92	5.23	14.83	15.22	13.11	14.12
V_2O_3	0	0.33	0	0.07	0.13	0	0	0	0.12	0.19	0.06	0.07	0.09	0.05
Cr_2O_3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.29	0.08	0.05	0	0
Fe_2O_3	0	0	2.71	0	0.98	6.01	0.70	4.14	5.47	3.73				
MgO	7.30	12.85	13.63	9.82	15.51	16.45	11.78	13.33	16.17	10.80	11.35	11.67	11.66	13.02
MnO	0.88	0.30	0.76	0.58	0.42	0.49	0.31	0.53	0.41	0.42	0.23	0.21	0.17	0.29
FeO	22.13	13.90	13.41	18.44	11.05	6.81	16.34	11.55	7.24	15.48	17.05	17.23	17.52	16.36
CaO	11.87	12.51	11.81	12.28	12.72	11.98	12.37	12.12	11.78	12.28	0	0	0	0
Na_2O	0.11	0.36	0.48	0.30	0.19	0.23	0.37	0	1.12	0.56	0.19	0.10	0.12	0.16
K_2O	0.16	0	0.05	0.24	0.06	0.09	0.20	0.08	0.13	0.27	8.60	8.70	8.58	8.53
F	0	0.30	0	0	0.14	0.19	0	0	0.12	0.14	0.77	0.71	0.29	0.27
Cl	0.06	0	0	0.05	0	0	0	0	0	0.10	0.04	0.06	0.04	0
H_2O^*	1.91	1.92	2.05	1.96	2.00	2.02	2.04	2.03	2.10	1.93	3.44	3.51	3.71	3.81
O=F+Cl	-0.01	-0.13	0	-0.01	-0.06	-0.08	0	0	-0.05	-0.08	-0.33	-0.31	-0.13	-0.11
Celkem	96.86	98.99	99.55	97.58	98.90	100.25	99.82	98.35	100.76	100.28	94.99	96.23	96.25	97.59
P^{5+}	0	0	0	0	0.022	0	0	0	0.008	0.008	0	0	0	0
Si^{4+}	8.000	7.905	7.833	7.669	7.664	7.616	7.583	7.576	7.358	7.203	2.880	2.874	2.932	2.882
Ti^{4+}	0	0.025	0.025	0.014	0	0.009	0	0	0.043	0.021	0.123	0.115	0.196	0.184
Zr^{4+}	0	0	0	0	0.019	0	0.006	0	0	0.007				
Al^{3+}	0.196	0.371	0.141	0.601	0.426	0.386	0.704	0.547	0.657	0.914	1.375	1.392	1.201	1.267
V^{3+}	0	0.039	0	0.009	0.015	0	0	0	0.013	0.023	0.004	0.004	0.006	0.003
Cr^{3+}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.051	0.007	0.005	0	0
Fe^{3+}	0	0	0.298	0	0.107	0.642	0.077	0.459	0.585	0.416				
Mg^{2+}	1.694	2.791	2.969	2.228	3.355	3.480	2.582	2.928	3.426	2.386	1.331	1.350	1.350	1.477
Mn^{2+}	0.116	0.037	0.094	0.075	0.052	0.059	0.039	0.066	0.050	0.053	0.015	0.014	0.011	0.019
Fe^{2+}	2.882	1.694	1.639	2.347	1.341	0.808	2.009	1.424	0.861	1.919	1.122	1.118	1.138	1.041
Ca^{2+}	1.980	1.953	1.849	2.003	1.978	1.822	1.949	1.913	1.794	1.950	0	0	0	0
Na^+	0.033	0.102	0.136	0.089	0.053	0.063	0.105	0	0.308	0.161	0.029	0.015	0.018	0.024
K^+	0.032	0	0.009	0.047	0.011	0.016	0.038	0.015	0.023	0.051	0.863	0.861	0.850	0.828
Suma kat.	14.934	14.916	14.995	15.080	15.042	14.901	15.092	14.928	15.125	15.162	7.750	7.748	7.703	7.725
F ⁻	0	0.138	0	0	0.064	0.085	0	0	0.053	0.066	0.192	0.174	0.071	0.065
Cl ⁻	0.016	0	0	0.013	0	0	0	0	0	0.025	0.005	0.008	0.005	0
OH ⁻	1.983	1.866	1.998	1.990	1.935	1.912	2.001	1.995	1.951	1.908	1.805	1.816	1.922	1.934
Suma an.	1.999	2.004	1.998	2.003	2.000	1.997	2.001	1.995	2.003	1.999	2.002	1.999	1.999	1.999
F/FM	0.63	0.38	0.36	0.51	0.29	0.19	0.44	0.33	0.20	0.45	0.46	0.45	0.46	0.41
Klasifik.	Fac	Act	Act	Fac	Act	Act	Act	Act	Mhb	Mhb	Phl	Phl	Phl	Phl

ka centimetrů a šířky desetin milimetru až prvních milimetrů (obr. 2). V mikroměřítku bývá často obklopován, někdy až zatačován chloritem a sulfidy (obr. 2d,e). V okrajových částech hnízd jehlice amfibolu prorůstají do okolních živců (obr. 2f). Ve výbruse je světle zelený (obr. 2a). Jehlice většinou vykazují šikmé zhašení vůči protažení ($\psi/c = 0 - 8^\circ$). V BSE obraze je někdy viditelná chemická zonálnost, kdy tmavší jádra zrn jsou chudší železem a bohatší hořčíkem, nežli světlejší okraje. Mikrosondové analýzy (tab. 2) ukázaly příslušnost k podskupině vápenatých amfibolů.

Při přepočtu empirického vzorce na bázi 23 kyslíků se obsahy Si pohybují mezi 6.97 a 8.00 *apfu*, Al mezi 0.07 a 1.38 *apfu*, Mg mezi 1.69 a 3.48 *apfu*, Fe^{2+} mezi 0.81 a 2.88 *apfu*, Ca mezi 1.75 a 2.04 *apfu*, Ti dosahuje max. 0.04 *apfu*, Fe^{3+} max. 1.02 *apfu*. V A-pozici krystalochemického vzorce je přítomno maximálně 0.20 *apfu* Na+K. Poměr $Mg^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$ kolísá mezi 0.37 a 0.81 (tab. 2). V klasifikačním schématu Leakeho et al. (1997) jde tedy většinou o **aktinolit**, méně **magneziohornblend** a **feroaktinolit**, vzácně **ferohornblend** (obr. 3a).



Obr. 4 Minerální asociace a vývin minerálů ze studovaných pegmatitů z lomu Pohled na BSE snímcích. a - kompozičně homogenní biotit (Btt), podél štěpnosti zatačován chloritem (Chl) s inkluzemi titanitu (Ttn). Zrn - zirkon, Ab - albit, Kfs - K-živec. b - dvě generace chloritu (Chl I, Chl II) s odlišným složením. Sph - sfalerit. c - příklad zonality mladší generace chloritu (Chl II). Qtz - křemen, Py - pyrit. d - dvě generace chloritu, mladší generace (Chl II) vyhojuje trhlinky ve starší (Chl I). e - automorfní krystaly granátu uzavřené v živcích (Kfs, Ab). f - automorfní krystaly granátu uzavřené v živcích (Kfs, Ab) a kalcitu (Cal). Všechny snímky Z. Dolníček.

Biotit je charakteristickým minerálem pohledských pegmatitů, který bývá běžně zarostlý v křemen-živcové hmotě; nikdy nebyl ve vzorcích zaznamenán společný výskyt biotitu a amfibolu. Biotit vytváří hypautomorfně až automorfně omezené, tence až tlustě tabulkovité krystaly, které dosahují velikosti až 4 cm. Makroskopicky má černou barvu, ve výbruse je tmavohnědý, silně pleochroický. V BSE obraze nevykazuje zonálnost (obr. 4a). Tabulky bývají někdy od okrajů či podél trhlin slabě zatlačovány chloritem, případně chloritem s inkluzemi titanitu (obr. 4a) a případně i rutilu. Chemické složení je podle získaných WDS analýz velmi homogenní i při porovnání různých zrn. Vyznačuje se zvýšenými obsahy Ti (0.11 - 0.20 *apfu* při přepočtu na bázi 11 atomů kyslíku), Na (0.01 - 0.03 *apfu*), F (0.07 - 0.20 *apfu*), někdy i Cr, Zn, V a Cl (max. 0.01 *apfu*). Obsah Mg (1.29 - 1.48 *apfu*) převažuje nad Fe (1.04 - 1.16 *apfu*), obsah Si kolísá mezi 2.87 a 2.98 *apfu*. Poměr Fe/(Fe+Mg) se pohybuje mezi 0.41 a 0.47 a obsah mezivrstevních kationtů mezi 0.85 a 0.91 *apfu* (tab. 2). Klasifikačně jde tedy o **flogopit** (Rieder et al. 1998; viz obr. 3h).

Chlorit je velmi hojně zastoupeným alteračním minerálem. Zatlakuje živce, biotit a amfiboly. Do volných dutin vytváří povlaky a ledvinité agregáty makroskopicky černozelené barvy o velikosti až prvních milimetrů, složené z vějířovitě uspořádaných šupinek. Monominerální agregáty chloritu jsou tvořené stejnorodými až tabulkovitými individui o velikosti max. 0.1 mm, s xenomorfním až hypautomorfním omezením. V obraze BSE jsou chloritové agregáty a zrna zpravidla kompozičně zonální, při-

čemž starší partie bývají tmavší než krystalizačně mladší okraj agregátů (obr. 4b,c). Mladší chlority někdy i vyhojují drobné trhlínky ve starším chloritu (obr. 4d). Parageneticky mladší partie chloritových agregátů ve vakuu snáze ztrácejí vodu a mnohem výrazněji se smršťují (za vzniku otevřených dilatačních puklin) než starší partie (obr. 4b,c). Rozdíl je i v optických vlastnostech ve výbruse - chlority starší generace mají v PPL světle zelenou barvu a v XPL anomální zelenou interferenční barvu, zatímco chlority mladší generace vykazují v PPL obvykle žlutavé až hnědavé zbarvení a v XPL anomální modrou interferenční barvu. Ojedinele byla pozorována inkrustace chloritu limonitem podél intergranulár nebo štěpných trhlin.

Podrobně bylo studováno chemické složení chloritů - celkem bylo provedeno 135 bodových WDS analýz, jejichž reprezentativní výběr je uveden v tabulce 3. Chemické složení obou generací chloritu je rozdílné. V případě starší generace se při přepočtu empirického vzorce na bázi 14 atomů kyslíku pohybují obsahy Si mezi 2.78 a 3.06 *apfu*. Obsahy Ca a K jsou většinou pod mezí stanovitelnosti nebo nepřevyšují hodnotu 0.02, respektive 0.03 *apfu*, zatímco zvýšené bývají obsahy Mn (0.02 - 0.05 *apfu*) a často i Cr (max. 0.07 *apfu*) a V (max. 0.02 *apfu*). Poměr Fe/(Fe+Mg) kolísá mezi 0.36 a 0.50 (tab. 3, obr. 5a). Jde tedy o trioktaedrické Fe-Mg-Al chlority **klinochlor-chamositové** řady (Wiewióra, Weiss 1990), jejichž chemické složení odpovídá klinochloru v klasifikacích Baylisse (1975; obr. 3b) i Melky (1965). Mladší generace chloritu má při přepočtu empirického vzorce na bázi 14 atomů kyslíku většinou v porovnání se starší generací

Tabulka 3 Příklady chemického složení chloritu z pohledských pegmatitů (st - starší, ml - mladší generace chloritu). Obsahy oxidů v hm. %, hodnoty *apfu* jsou vypočítány na základ 14 atomů kyslíku. T (°C) - teplota podle Cathelineau (1988). F/FM - Fe/(Fe+Mg).

An. č.	1-st	2-st	3-st	4-st	5-st	6-ml	7-ml	8-ml	9-ml	10-ml	11-ml	12-ml	13-ml	14-ml
SiO ₂	27.91	28.49	27.19	28.97	27.36	26.60	25.69	28.90	28.85	30.43	32.09	33.78	39.65	40.60
Al ₂ O ₃	19.20	19.66	19.68	20.01	16.91	15.67	14.45	13.58	9.80	13.71	12.10	9.56	7.74	8.43
V ₂ O ₃	0.12	0.10	0	0	0.13	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0.55	0.24	0	0	0.10	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	18.79	18.58	16.94	18.31	16.75	5.83	2.41	3.64	8.07	6.68	7.94	7.96	12.18	9.54
MnO	0.40	0.31	0.58	0.39	0.23	0.28	0.15	0.12	0.25	0.27	0.20	0.12	0.15	0
FeO	20.43	20.21	18.49	19.10	22.18	38.38	41.99	42.71	37.04	33.13	32.75	32.45	20.29	23.60
CoO	0	0	0	0	0	0.09	0	0.09	0	0.09	0	0	0	0.11
NiO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.10	0	0	0	0.19
ZnO	0	0	0	0	0.17	0	0.42	0	0	0	0	0	0.61	0
CaO	0	0.05	0	0	0.05	0.32	0.18	0.36	0.32	0.65	1.16	0.87	1.69	1.37
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0.06	0	0	0.21	0.14	0.17
Celkem	87.40	87.64	82.88	86.78	83.88	87.17	85.29	89.40	84.39	85.06	86.24	84.95	82.45	84.01
Si ⁴⁺	2.866	2.907	2.920	2.962	2.973	3.044	3.093	3.276	3.405	3.440	3.560	3.794	4.251	4.310
Al ³⁺	2.324	2.365	2.491	2.412	2.166	2.114	2.051	1.814	1.363	1.827	1.582	1.266	0.978	1.055
V ³⁺	0.010	0.008	0	0	0.011	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr ³⁺	0.067	0.029	0	0	0.013	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg ²⁺	2.877	2.826	2.712	2.791	2.713	0.994	0.433	0.615	1.420	1.126	1.313	1.333	1.947	1.510
Mn ²⁺	0.035	0.027	0.053	0.034	0.021	0.027	0.015	0.012	0.025	0.026	0.019	0.011	0.014	0
Fe ²⁺	1.755	1.725	1.660	1.633	2.016	3.673	4.229	4.049	3.656	3.132	3.038	3.048	1.819	2.095
Co ²⁺	0	0	0	0	0	0.008	0	0.008	0	0.008	0	0	0	0.009
Ni ²⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.009	0	0	0	0.016
Zn ²⁺	0	0	0	0	0.014	0	0.037	0	0	0	0	0	0.048	0
Ca ²⁺	0	0.005	0	0	0.006	0.039	0.023	0.044	0.040	0.079	0.138	0.105	0.194	0.156
K ⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0.009	0	0	0.030	0.019	0.023
Suma kat.	9.933	9.892	9.835	9.832	9.932	9.899	9.881	9.817	9.918	9.647	9.649	9.588	9.270	9.174
F/FM	0.38	0.38	0.38	0.37	0.43	0.79	0.91	0.87	0.72	0.74	0.70	0.70	0.48	0.58
T (°C)	303	290	286	272	269	246	230	171	130	118	80	4	-143	-162

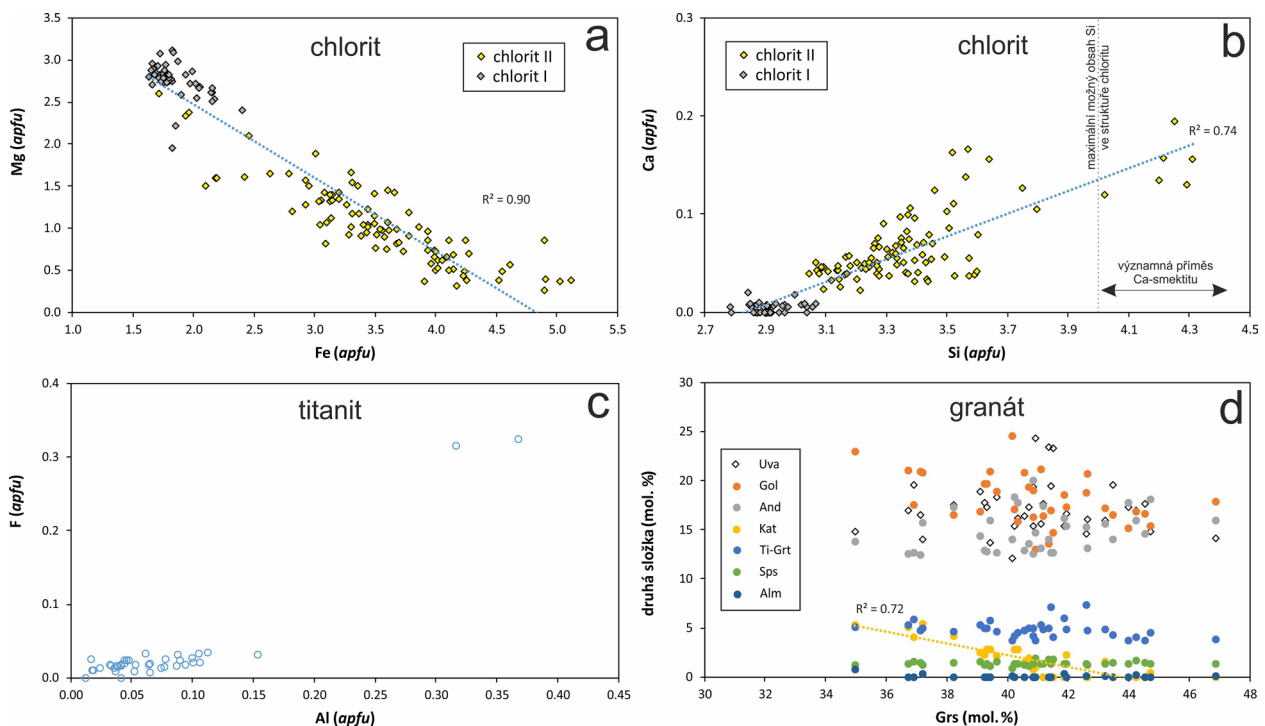
chloritu značně vyšší obsahy Ca (0.023 - 0.194 *apfu*), Si (3.04 - 4.31 *apfu*), většinou vyšší poměr Fe/(Fe+Mg) mezi 0.40 a 0.95 (obr. 5a) a nižší obsahy Mn (0.00 - 0.03 *apfu*), V a Cr (obvykle pod mezí stanovitelnosti; tab. 3). Obsah křemíku je u šesti analýz dokonce vyšší, než je teoreticky možné maximum ve struktuře trioktaedrického chloritu (4.00 *apfu*). Obsah Si zřetelně ($R^2 = 0.74$) pozitivně koreluje s obsahy Ca (obr. 5b), což nasvědčuje přítomnosti příměsi Ca-smektitu v analyzovaném chloritu. S touto interpretací je v souladu i pozorovaná snadná ztráta vody ve vakuu a výraznější expandibilita dané fáze (obr. 4b,c). V malé části získaných analýz byly zaznamenány i zvýšené obsahy draslíku (max. 0.031 *apfu*), které nasvědčují přítomnosti slídové komponenty. V klasifikaci Baylisse (1975) jde většinou o chamosity, vzácně i o klinochlory (obr. 3b). Ve starší klasifikaci Melky (1965) padají průměrné body získaných analýz z mladší generace chloritu hlavně do pole *delessitu*, méně i *chamositu* a *penninu*.

Titanit je relativně běžnou akcesorií. Jednotlivá zrna jsou porůznu uzavírána v pyritu a agregátech některých silikátových fází, zejména živců, amfibolů a chloritu (obr. 6a). Vůči živcům a amfibolům je zřetelně mladší (inkluze těchto fází běžně uzavírá). Často také obklopuje nebo i zatlačuje ilmenit (obr. 6b-f). Jeho hypautomorfně až xenomorfně omezená zrna dosahují velikosti až 0.8 mm. V BSE obraze bývá titanit někdy zonální (obr. 6a) - světlejší sektory, růstové zóny či nepravidelně omezené domény, bohatší na Zr, Sn či Nb, jsou střídány tmavší matricí, která je chudší zmíněnými prvky a/nebo bohatší hliníkem. Mikrosondové analýzy ($n = 39$) ukázaly, že vedle Ca, Ti a Si v titanitu vždy vystupují i další prvky (tab. 4). Nejvyšší obsahy Al (0.32 - 0.37 *apfu* při přepočtu na bázi 3 kationtů) a F (0.34 *apfu*) byly zjištěny v drobných inkluzích titanitu, které spolu s chloritem vznikají zatlačováním biotitu. Naopak titanity uzavírané v živcích, amfibolech a dalších minerálech mají obsahy Al i F výrazně nižší (0.01 - 0.15 *apfu* Al, 0.00 - 0.03 *apfu* F). Mezi obsahy obou prvků je zřetelná pozitivní korelace ($R^2 = 0.86$; obr. 5c). Dalšími průběžně

přítomnými prvky jsou Fe (0.003 - 0.055 *apfu*) a LREE (0.002 - 0.008 *apfu* La+Ce). Z dalších méně běžných příměsí je třeba zmínit Nb (max. 0.013 *apfu*), Ta (max. 0.005 *apfu*), Zr (max. 0.021 *apfu*) a Sn (max. 0.029 *apfu*).

Ilmenit vytváří tence až tlustě tabulkovité krystaly, případně nepravidelná zrna o velikosti až 2.5 mm. Vyskytuje se poměrně vzácně v intergranulárech živců, často v asociaci s titanitem, chloritem a pyritem, které se vůči němu jeví jako mladší a často jej i od okrajů či podél trhlin zatlačují (obr. 6b-f). Vůči amfibolu je naopak starší. V některých případech (obr. 6c-f) ilmenit uzavírá inkluze rutilu a anatasu. V odraženém světle je nahnědlý (obr. 6c,d), jeví slabý dvojodraz i anizotropii při částečně rozkřížených nikolech. V BSE obraze nevykazuje zonálnost (obr. 6e,f). Absenci výraznější kompoziční zonálnosti potvrdily i mikrosondové analýzy, byly však zjištěny rozdíly v chemismu ilmenitů z různých vzorků. Reprezentativní výběr z 29 naměřených analýz ilmenitů je uveden v tabulce 4. Vedle Fe a Ti byly pravidelně zjištěny zvýšené koncentrace manganu (0.07 - 0.22 *apfu*). V 75 % naměřených analýz byly dále naměřeny slabě zvýšené koncentrace Nb (max. 0.004 *apfu*) a V (max. 0.002 *apfu*). Polovina analýz ukázala i malé koncentrace Ca (max. 0.003 *apfu*) a Mg (max. 0.010 *apfu*), ve čtvrtině analýz byly naměřeny i nízké obsahy Zr (max. 0.017 *apfu*), Y (max. 0.005 *apfu*) a Ta (max. 0.002 *apfu*). Uvedený chemismus odpovídá přítomnosti 76.4 - 92.5 mol. % ilmenitové, 7.5 - 22.5 mol. % pyrofanitové a 0.0 - 1.0 mol. % geikielitové komponenty (obr. 3i).

Rutil byl zjištěn ve dvou formách výskytu. První byla nalezena pouze ve dvou vzorcích, v nichž je rutil v asociaci s ilmenitem, anatasem, pyritem a titanitem. Rutil je vždy přítomen pouze uvnitř ilmenitových zrn a obě fáze nejsou nikdy ve vzájemném kontaktu, vždy jsou od sebe odděleny titanitem (obr. 6c-f). Rutil zde vytváří protažené hypautomorfně omezené lištovité průřezy o délce maximálně 200 μm a šířce do 50 μm , které se často shlukují do nepravidelných izometrických či protažených, slabě poréznych agregátů o velikosti až 400 μm (obr. 6c-f).

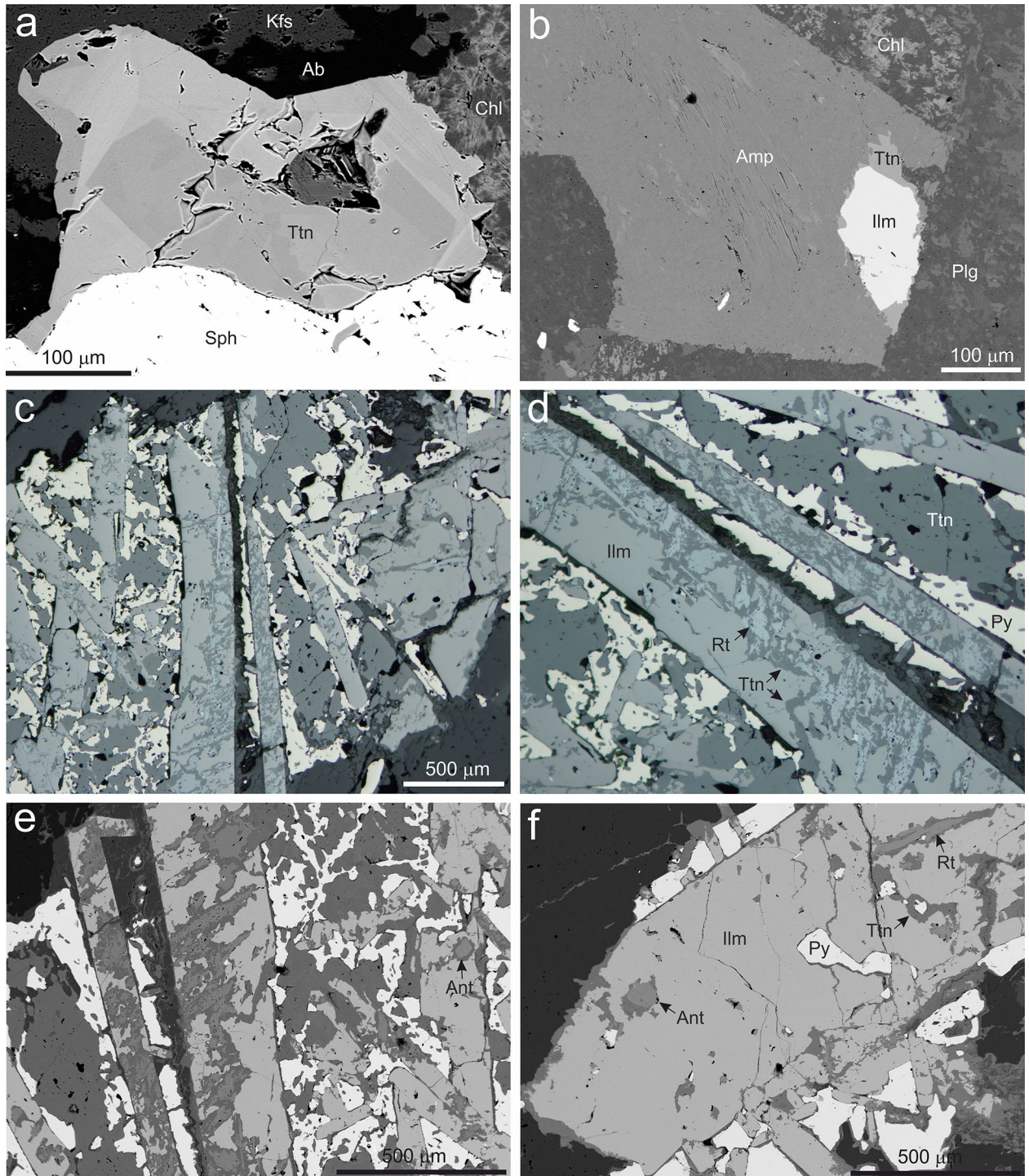


Obr. 5 Variace v chemickém složení některých minerálních fází pohledských pegmatitů. a - diagram Fe - Mg v chloritech, b - diagram Ca - Si v chloritech, c - diagram Al - F v titanitech, d - diagram Grs versus ostatní složky v granátech.

V odraženém světle je modravě šedý, anizotropní, s hojnými bílými vnitřními reflexy. V BSE obraze je někdy nevýrazně zonální. Jak ukázaly bodové analýzy (tab. 4), zonalita je způsobena variacemi v obsazích Fe (0.004 - 0.023 apfu), Zr (0 - 0.009 apfu), Nb (0.001 - 0.010 apfu), Ta (0 - 0.005 apfu), V (0 - 0.002 apfu) a Ca (0.001 - 0.008 apfu). Druhou formou výskytu rutilu jsou drobné jehličky či nepravidelná zrna, vznikající spolu s chloritem a titanitem na úkor biotitu. Identita rutilu byla potvrzena Ramanovou

spektroskopií. V naměřených Ramanových spektrech byly zjištěny pozice hlavních pásů při 611, 447, 236 a 682 cm^{-1} (řazeno dle klesající relativní intenzity) a dvou slabých pásů při 371 a 145 cm^{-1} ; tyto hodnoty odpovídají podle databáze RRUUFF rutilu.

Anatas se vyskytuje velmi vzácně, byl zjištěn pouze v jednom vzorku v asociaci s ilmenitem, rutilem, titanitem a pyritem. Vytváří zde samostatná izometrická, hypauto-morfne až xenomorfne omezená zrna o velikosti až 90 μm .



Obr. 6 Minerální asociace a vývin minerálů ze studovaných pegmatitů z lomu Pohled. a - zonální krystal titanitu (Ttn), světlá zóna má zvýšený obsah Sn a Zr. Chl - chlorit, Ab - albit, Kfs - K-živec, Sph - sfalerit. BSE obraz. b - automorfni krystal ilmenitu (Ilm), od okrajů zatlačovaný titanitem (Ttn), narostlý v dutině vyplněné později amfibolem (Amp). Plg - plagioklas. BSE obraz. c-f - lišty a izometrická zrna ilmenitu (Ilm), částečně zatlačovaného titanitem (Ttn) a obsahujícího inkluze a agregáty rutilu (Rt) a anatasu (Ant). Py - pyrit. Obrázky d-e jsou detaily střední spodní části snímku (c). c, d - odražené polarizované světlo, e, f - BSE snímky. Všechny snímky Z. Dolníček.

Vystupuje ve zcela analogické pozici jako rutil - tj. v jednotlivých inkluzích, které jsou uzavřeny v alterovaném ilmenitu a lemovány titanitem (obr. 6c-f). Ojedinele byl pozorován i vzájemný kontakt rutilu a anatasu. Od rutilu se dá anatas odlišit podle tvaru, absence porozity a nepatrně tmavšího odstínu v BSE obraze. Nevykazuje žádnou chemickou zonalitu. Bodové analýzy ukázaly jen nízké obsahy Fe (0.001 - 0.003 *apfu*), Nb (0.001 - 0.002 *apfu*), Ta (max. 0.001 *apfu*) a Ca (0.002 - 0.005 *apfu*), které jsou v průměru nižší než v rutilu. Naopak vyšší průměrný obsah má v anatasu vanad (0.001 - 0.002 *apfu*). Identita anatasu byla také potvrzena Ramanovou spektroskopií. V naměřených Ramanových spektrech byly zjištěny pozice hlavních pásů při 145, 639, 397 a 516 cm^{-1} (řazeno dle klesající relativní intenzity) a dvou slabých pásů při 198 a 1087 cm^{-1} ; tyto hodnoty odpovídají podle databáze RRUFF anatasu.

Granát byl zjištěn v akcesorickém množství jen v jednom vzorku pegmatitu, bohatém na sulfidické minerály (pyrit, sfalerit). Vytváří automorfně omezená izometrická

zrna s šestiúhelníkovým průřezem o velikosti max. 90 μm . Izolovaná zrna granátu jsou nejčastěji uzavřena v křemeni, K-živci či albitu ($\text{An}_{0.1-1.0}$), zcela ojedinele v kalcitu (obr. 4e,f). V BSE obraze obvykle nevykazuje zonálnost, jen ojedinele lze postřehnout světlejší, neostře omezenou, přechodnou zónu mezi jádrem a okrajem krystalu. Granát je vždy čerstvý, bez známek druhotných přeměn. Chemické složení bylo studováno na několika zrnech pomocí celkem 35 bodových analýz, jejichž výběr je uveden v tabulce 5. Jde o Ca-granát, často s deficitním obsahem křemíku (2.81 - 3.03 *apfu*), někdy i slabě zvýšeným obsahem fluoru (max. 0.04 *apfu*) a nízkou analytickou sumou (95.7 - 99.5 hm. %). Vzhledem k tomu, že v granátu nebyl analyticky stanoven obsah vody a poměr $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$, není možný jednoznačný rozpočet získaných analýz se zohledněním všech existujících koncových členů (Grew et al. 2013). Z toho důvodu jsme použili modelový přepočítání na 5 kationtů v pozicích X a Y (tab. 5). Převažující složkou je ve všech získaných analýzách vždy grosulárová komponenta (obr. 3g), jejíž obsahy kolísají mezi 35.0 až 46.9

Tabulka 4 Příklady chemického složení titanitu (*Ttn*), ilmenitu (*Ilm*), rutilu (*Rt*) a anatasu (*Ant*) z pohledských pegmatitů. Obsahy oxidů v hm. %, hodnoty *apfu* jsou vypočítány na základě 3 kationtů (titanit), 3 atomů kyslíku (ilmenit), resp. 2 atomů kyslíku (rutil, anatas).

An. č.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Minerál	Ttn	Ttn	Ttn	Ttn	Ttn	Ttn	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Rt	Rt	Rt	Ant
Nb ₂ O ₅	0.09	0	0.31	0.11	0.18	0.77	0.11	0.11	0.29	0	1.64	0.13	0.12	0.31
Ta ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0.52	0	0	0	0	1.33	0.14	0	0.19
SiO ₂	31.69	30.89	30.35	30.01	29.89	30.05	0	0	0	0	0	0	0	0
TiO ₂	24.22	35.86	34.78	36.86	36.14	35.52	52.10	51.69	52.54	51.91	94.02	97.34	98.65	98.07
ZrO ₂	0	0	0.42	1.28	1.03	1.25	0.31	0	0	0.24	0.61	1.20	0	0
SnO ₂	0	0.08	2.19	0.82	1.78	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	9.78	2.58	1.20	1.12	0.98	0.47	0	0	0	0	0	0	0	0
V ₂ O ₃							0	0	0	0.07	0	0	0	0.17
Sc ₂ O ₃	0.09	0	0	0	0.05	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Y ₂ O ₃							0.17	0	0.24	0.23	0	0	0.29	0
La ₂ O ₃	0.19	0.32	0.33	0.19	0	0.32								
Ce ₂ O ₃	0.14	0.21	0.17	0.24	0.23	0.25								
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.27	0	0	0	0
CaO	27.79	28.56	28.07	28.10	27.74	28.27	0	0.04	0.05	0.12	0.09	0.22	0.58	0.15
MnO	0	0	0	0	0	0	3.39	4.79	6.17	10.36	0	0	0	0
FeO	2.05	0.33	0.69	0.12	0.16	0.22	42.39	41.80	39.17	35.60	1.17	1.13	0.41	0.06
F	3.29	0.20	0.22	0.18	0.14	0.10								
O=F	-1.39	-0.08	-0.09	-0.08	-0.06	-0.04								
Celkem	97.94	98.95	98.64	98.95	98.26	98.20	98.47	98.44	98.46	98.81	98.87	100.17	100.05	98.96
Nb ⁵⁺	0.001	0	0.005	0.002	0.003	0.012	0.001	0.001	0.003	0	0.010	0.001	0.001	0.002
Ta ⁵⁺	0	0	0	0	0	0.005	0	0	0	0	0.005	0.001	0	0.001
Si ⁴⁺	1.020	1.007	1.012	0.996	1.002	1.009	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti ⁴⁺	0.587	0.880	0.872	0.920	0.911	0.898	1.003	0.997	1.008	0.995	0.970	0.983	0.991	0.993
Zr ⁴⁺	0	0	0.007	0.021	0.017	0.020	0.004	0	0	0.003	0.004	0.008	0	0
Sn ⁴⁺	0	0.001	0.029	0.011	0.024	0.007	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ³⁺	0.371	0.099	0.047	0.044	0.039	0.019	0	0	0	0	0	0	0	0
V ³⁺							0	0	0	0.001	0	0	0	0.002
Sc ³⁺	0.003	0	0	0	0.001	0								
Y ³⁺							0.002	0	0.003	0.003	0	0	0.002	0
La ³⁺	0.002	0.004	0.004	0.002	0	0.004								
Ce ³⁺	0.002	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003								
Mg ²⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.010	0	0	0	0
Ca ²⁺	0.959	0.998	1.003	0.999	0.996	1.018	0	0.001	0.001	0.003	0.001	0.003	0.008	0.002
Mn ²⁺	0	0	0	0	0	0	0.073	0.104	0.133	0.224	0	0	0	0
Fe ²⁺	0.055	0.009	0.019	0.003	0.004	0.006	0.907	0.897	0.836	0.759	0.013	0.013	0.005	0.001
F ⁻	0.335	0.021	0.023	0.019	0.015	0.011								
Suma kat.	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	1.990	2.001	1.985	1.998	1.004	1.008	1.007	1.000

mol. %. Další tři složky se vyskytují v řádově podobných koncentracích. Ve více než polovině získaných analýz je druhou nejzastoupenější složkou složka goldmanitová (celkový zjištěný rozsah 13.0 - 24.5 mol. %), méně často složka uvarovitová (12.1 - 24.3 mol. %) a nejméně často složka andraditová (12.4 - 20.0 mol. %). S velkým odstupem pak následují složka *Ti-granátová* (3.7 - 7.3 mol. %) a spessartinová (0.9 - 1.9 mol. %). Katoitová složka byla zjištěna asi ve 2/3 naměřených analýz (0.4 - 5.4 mol. %), zatímco *fluorokatoitová* složka jen asi ve třetině analýz (0.6 - 1.0 mol. %). Zcela ojediněle pak byly zjištěny v ma-

lých koncentracích i složka pyropová (max. 0.5 mol. %) a almandinová (max. 0.8 mol. %). Statisticky významné korelace mezi obsahy jednotlivých složek zpravidla neexistují (srov. obr. 5d); jedinou výjimkou jsou složky grosulárová a katoitová, kde je patrná zřetelná negativní závislost ($R^2 = 0.72$; obr. 5d). Nebyly vypořazovány ani žádné systematické trendy změn chemismu od středu k okraji v různých krystalech granátu.

Apatit je poměrně hojnou akcesorií. Jeho izolované, hypautomorfně až automorfně omezené krystaly dosahují velikosti až 0.2 mm. V nábrusech byly zastiženy jak po-

Tabulka 5 Příklady chemického složení granátů z pohledského pegmatitu. Obsahy oxidů v hm. %, hodnoty apfu jsou vypočítány na základě 5 kationtů v pozicích X a Y, obsahy koncových členů v mol. %. * - obsah vody dopočítán ze stechiometrie katoitové substituce $\text{SiO}_4^{4-} = \square(\text{OH})_4$.

An. č.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
P ₂ O ₅	0	0	0	0.09	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
SiO ₂	37.75	37.24	36.99	37.16	37.13	36.74	36.30	36.06	35.71	35.23	35.10	35.11	34.81	34.70
TiO ₂	1.25	1.51	2.38	1.96	1.62	1.21	1.34	1.25	1.65	1.50	1.64	1.57	1.74	1.66
Al ₂ O ₃	10.21	9.88	9.15	9.16	9.04	9.18	9.00	9.73	9.35	9.13	9.35	9.22	8.95	9.08
V ₂ O ₃	5.55	4.78	5.74	5.66	4.18	4.00	4.96	7.70	6.08	5.05	6.40	6.47	6.43	7.06
Cr ₂ O ₃	4.44	4.68	4.50	4.76	7.31	7.61	4.76	3.86	5.41	5.44	4.38	5.15	5.26	4.62
Fe ₂ O ₃	5.29	5.99	4.97	5.27	4.60	4.82	6.52	4.68	4.21	5.64	5.15	4.08	4.06	4.54
MgO	0	0.04	0	0.12	0	0	0	0	0	0	0.11	0	0	0
CaO	34.40	34.38	33.50	33.62	34.02	33.83	34.01	34.49	34.07	33.81	33.58	34.37	33.76	33.85
MnO	0.59	0.60	0.57	0.60	0.79	0.82	0.58	0.42	0.59	0.65	0.53	0.62	0.56	0.56
FeO	0.03	0	0.06	0.12	0	0	0	0.02	0	0.01	0.16	0	0.01	0.35
ZnO	0	0	0	0	0	0	0	0.55	0	0	0.26	0	0	0
Na ₂ O	0	0.06	0.16	0	0.07	0.15	0	0	0.16	0	0.09	0.06	0.13	0
H ₂ O*	0	0.10	0	0	0	0.21	0.25	1.00	0.86	0.92	1.19	1.20	1.12	1.40
F	0	0	0	0	0	0	0	0.11	0.16	0	0	0.10	0	0.16
Celkem	99.51	99.26	98.02	98.52	98.76	98.57	97.72	99.87	98.25	97.38	97.94	97.95	96.83	97.98
P ⁵⁺	0	0	0	0.006	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Si ⁴⁺	3.030	2.987	3.021	3.029	3.008	2.972	2.966	2.867	2.884	2.875	2.839	2.838	2.847	2.811
□	0	0.013	0	0	0	0.028	0.034	0.133	0.116	0.125	0.161	0.162	0.153	0.189
T sum	3.030	3.000	3.021	3.035	3.008	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Ti ⁴⁺	0.075	0.091	0.146	0.120	0.099	0.074	0.082	0.075	0.100	0.092	0.100	0.095	0.107	0.101
Al ³⁺	0.966	0.934	0.881	0.880	0.863	0.875	0.867	0.912	0.890	0.878	0.891	0.879	0.863	0.867
V ³⁺	0.357	0.307	0.376	0.370	0.272	0.259	0.325	0.491	0.394	0.330	0.415	0.419	0.422	0.459
Cr ³⁺	0.282	0.297	0.291	0.307	0.468	0.487	0.307	0.243	0.346	0.351	0.280	0.329	0.340	0.296
Fe ³⁺	0.319	0.362	0.305	0.323	0.280	0.293	0.401	0.280	0.256	0.346	0.313	0.248	0.250	0.277
Mg ²⁺	0	0.005	0	0.015	0	0	0	0	0	0	0.013	0	0	0
Mn ²⁺	0.040	0.041	0.039	0.041	0.054	0.056	0.040	0.028	0.040	0.045	0.036	0.042	0.039	0.038
Fe ²⁺	0.002	0	0.004	0.008	0	0	0	0.001	0	0	0.011	0	0	0.024
Ca ²⁺	2.958	2.954	2.932	2.936	2.953	2.932	2.977	2.938	2.949	2.957	2.910	2.977	2.959	2.938
Zn ²⁺	0	0	0	0	0	0	0	0.032	0	0	0.016	0	0	0
Na ⁺	0	0.009	0.025	0	0.011	0.024	0	0	0.025	0	0.014	0.009	0.021	0
X + Y sum	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
F ⁻	0	0	0	0	0	0	0	0.028	0.041	0	0	0.026	0	0.041
OH ⁻	0	0.053	0	0	0	0.113	0.136	0.530	0.463	0.501	0.642	0.647	0.611	0.756
Ti-Grt	3.8	4.6	7.3	6.0	4.9	3.7	4.1	3.7	5.0	4.6	5.0	4.8	5.4	5.1
Grs	46.9	44.7	42.6	41.9	41.3	40.9	40.8	40.2	39.3	38.2	37.2	37.1	36.7	35.0
Gol	17.9	15.4	18.8	18.5	13.6	13.0	16.2	24.5	19.7	16.5	20.8	21.0	21.1	22.9
Uva	14.1	14.8	14.5	15.3	23.4	24.3	15.4	12.1	17.3	17.6	14.0	16.5	17.0	14.8
And	16.0	18.1	15.3	16.2	14.0	14.7	20.0	14.0	12.8	17.3	15.7	12.4	12.5	13.8
Sps	1.3	1.4	1.3	1.4	1.8	1.9	1.3	0.9	1.3	1.5	1.2	1.4	1.3	1.3
Alm	0.1	0.0	0.1	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.8
Prp	0	0.2	0	0.5	0	0	0	0	0	0	0.4	0	0	0
F-Kat	0	0	0	0	0	0	0	0.7	1.0	0	0	0.6	0	1.0
Kat	0	0.4	0	0	0	0.9	1.1	3.7	2.8	4.2	5.4	4.7	5.1	5.3
Celkem	100.0	99.5	100.0	100.0	99.1	99.4	99.1	100.0	99.3	99.9	100.0	98.5	99.1	100.0

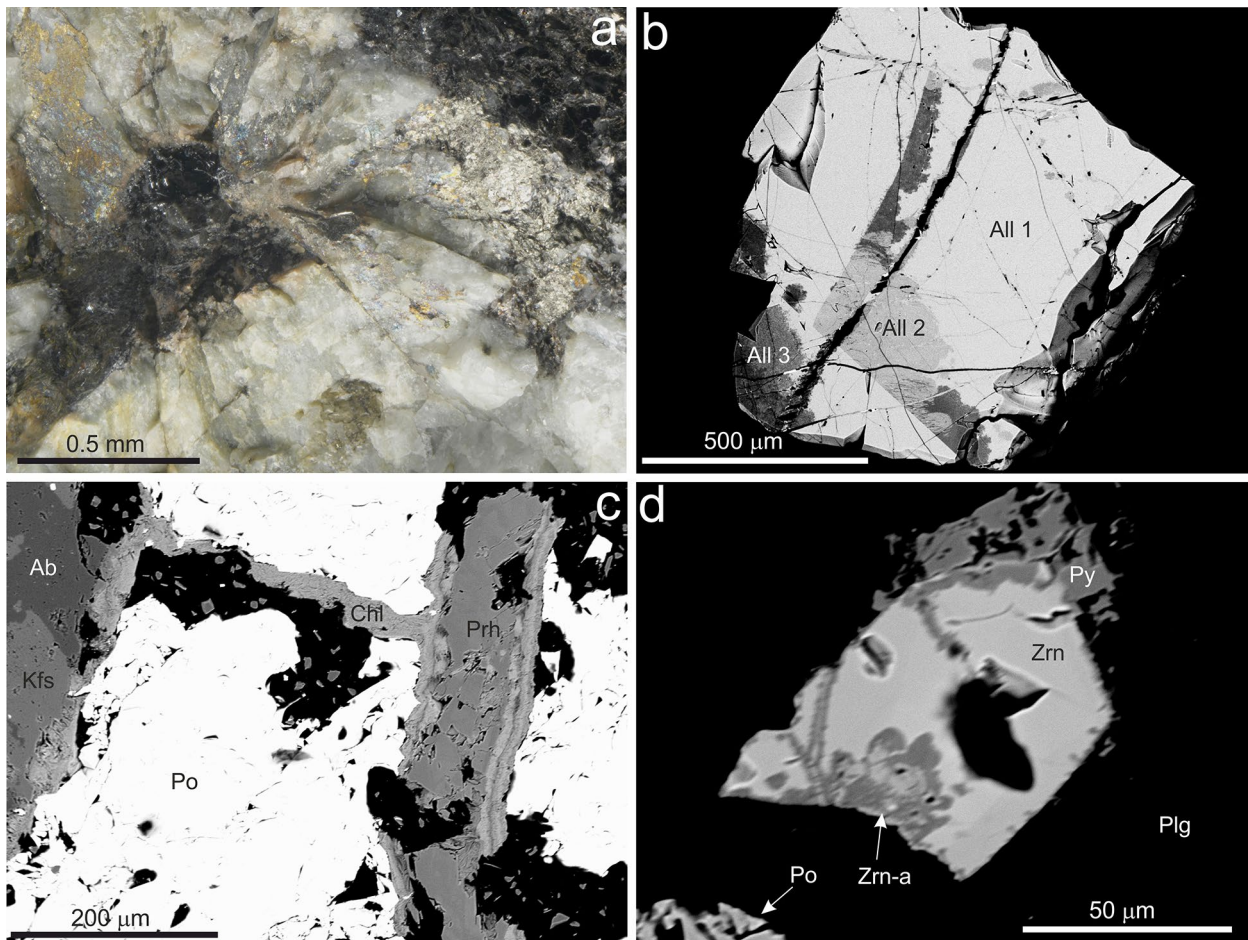
délné prizmatické řezy obdélníkového tvaru (někdy příčně rozlomené), tak i řezy podle báze s charakteristickým šestiúhelníkovým obrysem. Z uvedeného lze usuzovat, že morfologicky jsou krystaly apatitu velmi jednoduché spojky základního prizmatu a báze. Orientační WDS analýzy ($n = 11$) ukázaly, že ve strukturní pozici vápníku jsou přítomny jen nepatrně zvýšené koncentrace Fe (max. 0.25 hm. % FeO) a Mn (max. 0.37 hm. % MnO). Obsah fosforu odpovídá 2.993 až 3.003 *apfu* P, takže nelze uvažovat o přítomnosti většího množství uhlíku. Obsah fluoru kolísá mezi 0.41 a 0.87 *apfu* a v některých zrnech byly zjištěny i zvýšené obsahy Cl (max. 0.10 *apfu*; tab. 6). Provedené analýzy tedy nasvědčují přítomnosti 41.0 - 87.4 mol. % fluorapatitové, 0.0 - 10.2 mol. % chlorapatitové a 10.0 - 51.7 mol. % hydroxylapatitové komponenty. Klasifikačně tedy odpovídají studované apatity **fluorapatitu až hydroxylapatitu** (obr. 3e).

Prehnit je akcesorickou fází, která se vyskytuje spolu s klinozoisitem v okolí alterovaných plagioklasů. Vytváří drobná nepravidelná zrna a výplně tenkých žilek. Prehnit je mladší než chlorit (obr. 7c). Chemické složení prehnitu je celkem jednoduché, vedle Ca, Al a Si byly orientačními WDS analýzami (tab. 7) zjištěny zvýšené obsahy Fe (0.028 - 0.179 *apfu*) a většinou i hořčíku (max. 0.041 *apfu*) a fluoru (max. 0.045 *apfu*).

Klinozoisit byl zjištěn jen velmi sporadicky. Vytváří většinou drobná, xenomorfně omezená zrna v asociaci se sekundárním chloritem a prehnitem v blízkosti alterovaných bazičtějších plagioklasů. Sedm WDS analýz (výběr je uveden v tab. 7) ukázalo převahu složky klinozoisitové nad epidotovou a piemontitovou ($\text{Czo}_{51.9-94.0}\text{Ep}_{5.1-48.1}\text{Pie}_{0.0-1.5}$); viz obr. 3d). V klasifikačním pojetí Franze a Liebschera (2004) a Armbrustera et al. (2006) jde tedy ve všech případech o klinozoisit. Minoritními komponentami klinozoisitu jsou fluor (0.03 - 0.07 *apfu*) a ve čtyřech případech i hořčík (0.04 - 0.11 *apfu*).

Allanit-(Ce) byl zjištěn jen velmi vzácně, zatím byla nalezena pouze tři zrna o velikosti maximálně 3 mm, zarostlá v živci. Zrna jsou makroskopicky černá, smolně lesklá a mají lasturnatý lom (obr. 7a). V BSE obraze je větší část jednoho blíže studovaného zrna allanitu kompozičně homogenní, u okrajů a podél trhlin je však místy patrná přítomnost alterovaných partií (All 2 a All 3 na obr. 7b), které se vyznačují tmavšími odstíny v porovnání s nealterovaným allanitem (All 1 na obr. 7b).

Chemické složení allanitu bylo studováno prostřednictvím 17 bodových WDS analýz, jejichž reprezentativní výběr je uveden v tabulce 8. Nealterovaný allanit má nejnižší a zároveň stechiometrický obsah Si (2.99 - 3.02 *apfu*), obsahy REE + Y mezi 0.81 a 0.83 *apfu*, obsahy



Obr. 7 Minerální asociace a vývin minerálů ze studovaných pegmatitů z lomu Pohled. a - makrofoto zrna allanitu zarostlého na styku živců a biotitu. V pravém horním rohu je zachycen kontakt pegmatitu s okolním amfibolitem. Vlasové žilky v celém vzorku jsou tvořeny pyritem. b - zonální allanit v BSE obraze: nejsvětější jsou nealterované partie (All 1), tmavší jsou alterované partie (All 2 a All 3). c - zonální hydrotermální žilka v silně alterovaném a zrudnělém pegmatitu. Na okraji žilky je přítomen chlorit (Chl), ve středu prehnit (Prh). Po - pyrhotin, Ab - albit, Kfs - K-živce. BSE obraz. d - krystal nezonálního zirkonu (Zrn), ve spodní části s tmavší alterovanou partií (Zrn-a). Plg - plagioklas, Po - pyrhotin, Py - pyrit. BSE obraz. Všechny snímky Z. Dolníček a J. Ulmanová.

Al mezi 1.96 a 1.98 *apfu* a nejvyšší zjištěné obsahy Fe (0.83 - 0.85 *apfu*), Mg (0.17 - 0.18 *apfu*) a Ca (1.12 - 1.13 *apfu*). Obsah Mn se pohybuje kolem 0.02 - 0.03 *apfu* a obsah Th okolo 0.03 *apfu*. Nealterované allanity mají také nejvyšší analytické sumy (92.3 - 92.9 hm. %). Vzhledem k převaze Ce v rámci sumy REE + Y jde tedy klasifikačně o allanity-(Ce). V obraze BSE tmavší alterované partie se vždy vyznačují zvýšenými obsahy Si (3.22 - 3.72 *apfu*), sníženými analytickými sumami (85.4 - 89.0 hm. %) a nižšími obsahy Fe, Mg a Ca (tab. 8). Obsahy REE + Y jsou v porovnání s nealterovaným allanitem rozdílné v různých alterovaných partiích (obr. 3c): mírně vyšší (0.85 - 0.94 *apfu*) v méně alterovaných partiích (All 2 na obr. 7b) a nižší (0.59 - 0.78 *apfu*) ve více alterovaných partiích (All 3 na obr. 7b).

Chondritem normalizované distribuce prvků vzácných zemin se vyznačují velmi podobným průběhem v případě všech analyzovaných allanitů (obr. 8). Nealterované allanity mají v průměru nepatrně více frakcionované REE ($La_N/Sm_N = 4.45 - 5.19$) než alterované allanity ($La_N/Sm_N = 3.65 - 4.66$). Ce anomálie v allanitech buď chybí nebo je nevýrazná ($Ce/Ce^* = 0.98 - 1.12$). Eu anomálie má poněkud více variabilní charakter: v nealterovaných allanitech je patrná slabě pozitivní Eu anomálie ($Eu/Eu^* = 1.09 - 1.34$), zatímco v alterovaných allanitech Eu anomálie buď chybí nebo je ještě slaběji pozitivní ($Eu/Eu^* = 1.00$ až 1.24), zcela ojediněle i slabě negativní ($Eu/Eu^* = 0.88$; obr. 8).

Zirkon je akcesorickým minerálem, jehož automorfne až hypautomorfne omezené krystaly izometrického až krátce sloupečkovitého habitu jsou uzavírány nejčastěji v živcích a biotitu. Dosahují velikosti maximálně 60 μm . V BSE obraze vykazují někdy oscilační růstovou zonalitu, ale byly zjištěny i nezonální individua (obr. 7d). Orientační bodové analýzy ($n = 7$; tab. 9) nealterovaných zirkonů ukázaly vedle Zr a Si i průběžně zvýšené obsahy P (0.04 - 0.11 *apfu*), Hf (0.009 - 0.020 *apfu*), U (0.001 - 0.017 *apfu*), Sr (0.003 - 0.007 *apfu*) a Fe (0.003 - 0.018 *apfu*). Ojediněle byly pozorovány výraznější projevy alterace a hydratace zirkonu (v BSE obraze tmavé partie v okolí prasklin, obr. 7d) se sníženými analytickými sumami a porušenou stechiometrií. V alterovaných (metamiktizovaných?) partiích byly mikrosondovými analýzami ($n = 3$) někdy zjištěny i výrazněji vyšší obsahy Fe (až 0.05 *apfu*) a U (max. 0.027 *apfu*) a také zvýšené obsahy Ca (až 0.09 *apfu*), Al (až 0.02 *apfu*) a Mn (max. 0.01 *apfu*).

Kalcit se místy ojediněle vyskytuje jako nejmladší výplň korozních dutin. Nasedá na starší hydrotermální fáze, reprezentované zejména chloritem a pyritem (obr. 4f). V EDS spektrech kalcitu nebyly zjištěny žádné příměsi.

Diskuse

Geneze zjištěných minerálů

Provedené mineralogické studium pegmatitů z lomu Pohled ukázalo, že jde o horniny, jejichž minerální složení bylo silně ovlivněno postmagmatickými hydrotermálními procesy. Jen menší část zjištěných minerálních fází vznikla přímou krystalizací z pegmatitové taveniny. Do této skupiny můžeme počítat větší část křemene (srůstajícího se živci), K-živce (o jeho magmatogenním původu jasně svědčí přítomnost perthitických odmíšenin), plagioklas, biotit, apatit, zirkon a allanit. Vedle texturních charakteristik nasvědčuje magmatickému původu mnohých z výše jmenovaných fází i jejich chemické složení - zvýšený podíl albitové složky v některých K-živcích, zvýšený obsah

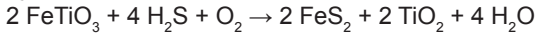
anortitové komponenty v plagioklasech, zvýšené obsahy Th v allanitu, Ti v biotitu a Hf a U v zirkonu. Na druhé straně můžeme vyčlenit skupinu prokazatelně mladších hydrotermálních minerálů, které zpravidla zatlačují starší minerální fáze nebo vyplňují korozní dutiny či žilky. Sem patří zejména chlorit, prehnit, klinozoisit, titanit, kalcit a amfibol a křemen amfibolových hnízd a žilek. Interpretace hydrotermálního původu amfibolu je na zájmové lokalitě podporována i výskytem agregátů chemicky analogického amfibolu v žilách alpského typu (Z. Dolníček, *nepublikovaná data*).

Problematické geneze jsou zbývající minerální fáze - ilmenit, rutil, anatas a granát. Ilmenit svou pozicí a vývinem budí dojem fáze vzniklé krystalizací z pegmatitové taveniny. Na druhé straně je však třeba upozornit na skutečnost, že se chemické složení studovaného ilmenitu z pegmatitů nijak neliší od nepochybně hydrotermálních ilmenitů, které jsou na zájmové lokalitě přítomny na žilách alpského typu a také na rudních žilách (Z. Dolníček, *nepublikovaná data*). To by nasvědčovalo jeho hydrotermálnímu původu. Rutil a anatas vytvářejí inkluze v ilmenitu, nikdy nebyly zjištěny mimo ilmenit. Takové texturní uspořádání lze interpretovat buď jako starší (nebo stejně staré) uzavření TiO₂ fází nebo jako produkt mladších alterací ilmenitu. V této souvislosti je důležitá okolnost, že TiO₂ minerály jsou přítomny v asociaci s ilmenitem pouze v těch případech, kdy je v minerální asociaci přítomen i pyrit. Naprosto stejná situace byla zaznamenána i při studiu alpských žil z lomu Pohled (Z. Dolníček, *nepublikovaná data*). Zdá se tedy pravděpodobně, že vznik TiO₂ fází je vedlejším produktem sulfurizace ilmenitu, kdy v prostředí bohatém na redukovanou síru ale chudém na

Tabulka 6 Příklady chemického složení apatitů z pohledských pegmatitů. Obsahy oxidů v hm. %, hodnoty *apfu* jsou vypočítány na základě 12 atomů kyslíku a 1 (OH + Cl + F). Obsahy koncových členů v mol. %. * - obsah vody dopočten ze stechiometrie.

An. č.	1	2	3	4	5	6
P ₂ O ₅	43.36	42.10	42.77	42.38	42.27	42.34
Al ₂ O ₃	0	0.06	0	0	0	0
CaO	56.71	55.22	56.38	55.62	55.66	55.44
MnO	0.37	0.23	0	0	0	0.19
FeO	0.11	0.12	0	0.09	0.10	0.25
H ₂ O*	0.18	0.32	0.44	0.69	0.87	0.92
F	3.38	3.00	2.88	2.22	1.55	1.55
Cl	0.19	0.17	0	0.20	0.72	0.53
O=F+Cl	-1.47	-1.30	-1.21	-0.98	-0.82	-0.77
Celkem	102.83	99.92	101.26	100.22	100.35	100.45
P ⁵⁺	3.000	2.997	2.999	3.003	2.999	2.999
Al ³⁺	0	0.006	0	0	0	0
Ca ²⁺	4.966	4.974	5.003	4.987	4.997	4.970
Mn ²⁺	0.026	0.016	0	0	0	0.013
Fe ²⁺	0.008	0.008	0	0.006	0.007	0.017
Suma kat.	7.999	8.002	8.002	7.996	8.002	8.001
F ⁻	0.874	0.798	0.754	0.588	0.411	0.410
Cl ⁻	0.026	0.024	0	0.028	0.102	0.075
OH ⁻	0.100	0.178	0.246	0.384	0.487	0.515
Suma an.	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
F-apat	87.4	79.8	75.4	58.8	41.1	41.0
Cl-apat	2.6	2.4	0	2.8	10.2	7.5
OH-apat	10.0	17.8	24.6	38.4	48.7	51.5
Celkem	100	100	100	100	100	100

železo vznikalo pyrit na úkor ilmenitu coby zdroje železa, zatímco pro reakci nepotřebný TiO_2 zůstával „na místě“ v podobě samostatné minerální fáze. Jde tedy o proces v zásadě analogický sulfurizaci Fe-bohatého chloritu (Alonso-Azcárate et al. 1999). Přeměnu schematicky vyjadřuje rovnice:



Stejně tak diskutabilní je paragenetická přítomnost granátu. Charakter jeho výskytu je většinou (vyjma zcela ojedinělé asociace s kalcitem, obr. 4f) kompatibilní s představou krystalizace z pegmatitové taveniny. Granát je v pegmatitech obecně vcelku běžnou akcesorií, která má typicky almandin-spessartinové složení (např. London 2008). Obsahy vápníku bývají někdy zvýšené v okrajových zónách granátů z kontaminovaných pegmatitů, i tak ale jeho obsahy obvykle nepřevyšují 40 at. % (Gadas 2012, Buriánek et al. 2017). Přítomnost granátu, v němž je vápník v dané strukturní pozici naprosto dominantním kationtem (> 98 at. %; tab. 5), je tak v prostředí granitických pegmatitů zcela unikátní. Grosulárový granát popisují z leukotonalitového pegmatitu u Rudy nad Moravou Novák, Gadas (2010) a Gadas et al. (2013). Autoři předpokládají vznik tohoto granátu z taveniny. Tato interpretace je v souladu s vysokým obsahem Ca v celém pegmatitu, dokumentovaným mj. i přítomností anortitovou komponentou bohatých magmatických plagioklasů (An_{28-97} ; Novák, Gadas 2010; Gadas 2012). V našem případě lze naopak konstatovat diametrální rozdíl mezi složením pegmatitu a granátu - ve vzorku obsahujícím granát od-

povídá chemické složení plagioklasu prakticky čistému albitu ($\text{An}_{0.1-1.0}$). Další indicie protřečící magmatickému původu granátu vyplývá z porovnání chemického složení granátu a dalších v pegmatitu přítomných potenciálně kogenetických tmavých minerálů, které jsou schopny do své struktury pojmout vedle železa i další tranzitní kovy. Granát je značně (na poměry obvyklé v granitických pegmatitech možno říci až extrémně) bohatý chromem (4.4 - 7.6 hm. % Cr_2O_3) a vanadem (4.0 - 7.7 hm. % V_2O_3), zatímco nepochybně magmatogenní biotit a allanit mají obsahy Cr a V nesrovnatelně nižší (max. 0.1 hm. % oxidů obou prvků v biotitech, max. 0.29 hm. % V_2O_3 v allanitu; chrom v allanitu je vždy pod mezí stanovitelnosti, srov. tab. 2 a 8). Z uvedeného vyplývá, že granát v pohledském pegmatitu s největší pravděpodobností také není magmatogenního původu, ale že vznikl až během následného postmagmatického vývoje, tedy krystalizací z hydrotermálních fluid. Hydrotermální či hydrotermálně-metasomatický původ grosulárového, uvarovitového i goldmanitového granátu je naprosto běžný, popisovaný z řady geologických situací (např. Mueller, Delor 1991; Deer et al. 1997; Uher et al. 2008, 2015; Dolníček, Krobot 2013; Schreier et al. 2013). Přesvědčivým dokladem mobility chromu a vanadu během rané fáze hydrotermální aktivity je na námi studované lokalitě i nově zjištěná přítomnost spinelidů s vysokým obsahem Cr a Zn a zvýšeným obsahem V ve výplni rudní žíly s kyzovým Zn-Pb zrudněním (Z. Dolníček, *nepublikovaná data*).

Magmatický vývoj

Chemické složení většiny zjištěných magmatogenních minerálů nevybočuje z mezí obvyklých pro žulové pegmatity. Výjimkou je však chemické složení biotitu, jenž klasifikačně spadá k flogopitu (obr. 3h). Flogopit je typický naopak pro vysoce hořečnaté horniny typu ultrabazik či metakarbonátů (Fleet 2003). Vysoký poměr Mg/Fe v biotitu je pro granitické pegmatity neobvyklý a lze ho v dané situaci nejspíše vysvětlit kontaminací taveniny metamorfovanými horninami moldanubika s vysokým obsahem Mg. V přímé prostorové asociaci se v pohledském lomu běžně vyskytují amfibolity a vzácně také serpentinity. Kontaminaci pegmatitové taveniny okolními horninami na studované lokalitě zdůrazňují i Welsler a Záruba (2004).

Zajímavé je také chemické složení apatitu. Apatit představuje minerální fázi, která je citlivým indikátorem obsahu fluoru v minerogenetickém prostředí, neboť tento prvek je při krystalizaci apatitu výrazně upřednostňován před Cl či OH (např. Kropáč et al. 2012). Skutečnost, že přibližně třetina získaných analýz apatitu patří klasifikačně hydroxylapatitu (obr. 3e), jasně ukazuje na nízký obsah F v pegmatitové tavenině.

Allanit-(Ce) je jediným zjištěným koncentrátorem prvků vzácných zemin (REE). Má málo frakcionované REE ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 3.65 - 5.19$), a to i v porovnání s hydrotermálními allanity z alpských žil z této lokality ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 1.65 - 10.86$; Mastíková 2011; Dolníček, *nepublikovaná data*) či s allanity z křemenné žíly od Vrbčan v kutnohorském krystaliniku ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 2.04 - 4.98$; Dolníček, Ulmanová 2019). Nízký stupeň frakcionace REE nasvědčuje nízkému obsahu silných REE-komplexujících ligandů v minerálotvorném prostředí (zejména fluoridových aniontů). Slabě pozitivní Eu anomálie ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.09 - 1.34$) nealterovaných allanitů nasvědčuje zvýšení Eh minerálotvorného prostředí, což je konzistentní již se samotnou přítomností allanitu s obsahem Fe^{3+} (Watanabe et al. 2016).

Tabulka 7 Příklady chemického složení klinozoisitu (Clz) a prehnitu (Prh) z pohledských pegmatitů. Obsahy oxidů v hm. %, hodnoty apfu jsou vypočítány na základě 8 kationtů (klinozoisit), resp. 10 atomů kyslíku a 2 (OH+F) (prehnit). * - obsah vody dopočten ze stechiometrie. Obsahy koncových členů v mol. %.

An. č.	1	2	3	4	5	6
Fáze	Clz	Clz	Clz	Clz	Prh	Prh
SiO_2	39.17	38.16	38.53	38.47	44.00	42.10
Al_2O_3	32.85	30.41	29.03	27.20	23.56	21.06
Mn_2O_3	0.15	0	0	0	0	0
Fe_2O_3	0.90	2.02	4.47	7.90	1.06	3.32
MgO	0	0.43	0	0.38	0.40	0
CaO	24.42	23.79	24.09	24.10	26.69	26.53
Na_2O	0	0.08	0	0	0.09	0
H_2O^*	1.86	1.82	1.78	1.84	4.36	4.09
F	0.22	0.17	0.27	0.17	0	0.20
O=F	-0.09	-0.07	-0.11	-0.07	0	-0.08
Celkem	99.48	96.81	98.05	99.99	100.16	97.22
Si^{4+}	2.988	2.998	3.024	2.992	3.023	3.015
Al^{3+}	2.954	2.816	2.686	2.493	1.908	1.778
Mn^{3+}	0.010	0	0	0	0	0
Fe^{3+}	0.052	0.120	0.264	0.462	0.055	0.179
Mg^{2+}	0	0.050	0	0.044	0.041	0
Ca^{2+}	1.996	2.003	2.026	2.008	1.965	2.036
Na^+	0	0.012	0	0	0.012	0
Suma kat.	8.000	8.000	8.000	8.000	7.002	7.007
F ⁻	0.053	0.042	0.067	0.042	0	0.045
OH ⁻	0.947	0.957	0.932	0.957	1.997	1.953
Suma an.	1.000	0.999	0.999	0.999	1.997	1.999
Clz	94.0	87.3	72.2	51.9		
Pie	1.0	0.0	0.0	0.0		
Epi	5.1	12.7	27.8	48.1		

Ke zvýšení Eh mohlo dojít interakcí pegmatitové taveniny například s vodnými fluidy s vyšším Eh (Lee et al. 2003) nebo s horninami, obsahujícími Fe³⁺ (v dané geologické situaci mohlo jít např. o amfibolity). Přítomnost zvýšené koncentrace Fe³⁺ je indikována jak z nábojové bilance získaných analyz nealterovaných allanitů (tab. 8), tak z pozice projekčních bodů analyz v diagramu Petrika et al. (1995; obr. 3c).

V prostoru pohledského lomu jsou pegmatity přítomny pouze v metamorfitech, nikdy přímo v tělese pohledské žuly. Je tedy možné, že původ pegmatitové taveniny přímo nesouvisel s procesy frakční krystalizace pohledské žuly, ale spíše s anatexí okolních moldanubických metamorfítů, k níž mohlo dojít při intruzi tělesa pohledské žuly. Tomu by mohla odpovídat i zjištěná texturní, minerální a geochemická primitivnost pohledských pegmatitů.

Tabulka 8 Příklady chemického složení allanitu z pohledského pegmatitu. Obsahy oxidů v hm. %, hodnoty apfu jsou vypočítány na základ 12.5 atomů kyslíku a sumu kationtů = 8.000. a - alterovaná fáze, REY = REE + Y.

An. č.	1	2	3	4	5	6a	7a	8a	9a	10a	11a	12a	13a	14a
SiO ₂	30.31	29.78	29.95	30.14	30.29	31.45	31.14	31.10	31.60	32.14	34.04	33.94	37.92	38.72
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.13	0.11
ZrO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.14	0	0.07	0	0
ThO ₂	1.31	1.36	1.43	1.41	1.55	1.81	1.51	1.60	1.59	1.65	1.19	1.31	1.45	1.35
Al ₂ O ₃	16.69	16.70	16.78	16.64	16.68	14.67	15.53	15.71	14.75	15.26	17.03	16.96	16.70	16.83
V ₂ O ₃	0.18	0.14	0.15	0.12	0.15	0.16	0.18	0.13	0.11	0.20	0.15	0.15	0.17	0.18
Mn ₂ O ₃	0.34	0.34	0.36	0.28	0.32	0.17	0.23	0.19	0.17	0.14	0.28	0.27	0.23	0.19
Fe ₂ O ₃	0.73	1.32	1.27	0.84	0.74	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Y ₂ O ₃	0.63	0.71	0.61	0.51	0.54	0.72	0.72	0.75	0.75	0.91	0.56	0.71	0.64	0.61
La ₂ O ₃	5.00	4.99	5.14	5.08	4.99	4.97	4.78	5.02	5.02	4.90	4.64	4.59	3.74	3.75
Ce ₂ O ₃	10.30	10.20	10.30	9.97	10.21	11.16	10.22	10.65	11.07	11.11	9.58	9.72	8.33	7.85
Pr ₂ O ₃	1.16	1.24	1.18	1.17	1.21	1.30	1.17	1.28	1.29	1.22	0.99	1.08	0.99	0.92
Nd ₂ O ₃	3.88	3.80	3.79	3.84	3.74	4.08	3.68	4.01	4.24	4.16	3.48	3.54	3.03	3.21
Sm ₂ O ₃	0.65	0.64	0.72	0.61	0.63	0.70	0.74	0.73	0.79	0.83	0.62	0.64	0.63	0.62
Eu ₂ O ₃	0.23	0.24	0.23	0.23	0.20	0.24	0.22	0.22	0.21	0.19	0.20	0.21	0.21	0.16
Gd ₂ O ₃	0.48	0.48	0.38	0.47	0.49	0.63	0.56	0.53	0.46	0.52	0.39	0.48	0.42	0.38
Dy ₂ O ₃	0	0	0	0.17	0.15	0.17	0.19	0.20	0.17	0.21	0.18	0.14	0.14	0.22
MgO	1.18	1.17	1.14	1.16	1.21	0.64	0.78	0.84	0.70	0.63	0.68	0.68	0.51	0.52
CaO	10.49	10.47	10.50	10.42	10.54	7.12	8.65	8.49	7.98	7.93	7.42	7.38	6.83	6.95
FeO	9.34	8.79	8.99	9.27	9.23	6.62	7.36	7.51	7.18	6.86	5.85	5.85	4.23	4.39
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0.03	0	0.06	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.10	0.11	0.11	0.12
Celkem	92.90	92.37	92.91	92.33	92.87	86.61	87.66	88.96	88.11	89.00	87.44	87.83	86.41	87.08
Si ⁴⁺	3.022	2.991	2.992	3.024	3.023	3.347	3.247	3.221	3.312	3.317	3.413	3.404	3.689	3.716
Ti ⁴⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.010	0.008
Zr ⁴⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.007	0	0.003	0	0
Th ⁴⁺	0.030	0.031	0.033	0.032	0.035	0.044	0.036	0.038	0.038	0.039	0.027	0.030	0.032	0.029
Al ³⁺	1.961	1.977	1.976	1.968	1.962	1.840	1.909	1.918	1.822	1.856	2.013	2.005	1.915	1.904
V ³⁺	0.012	0.009	0.010	0.008	0.010	0.011	0.012	0.009	0.008	0.014	0.010	0.010	0.011	0.011
Mn ³⁺	0.026	0.026	0.027	0.021	0.024	0.014	0.018	0.015	0.014	0.011	0.021	0.021	0.017	0.014
Fe ³⁺	0.055	0.100	0.095	0.063	0.056	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Y ³⁺	0.033	0.038	0.032	0.027	0.029	0.041	0.040	0.041	0.042	0.050	0.030	0.038	0.033	0.031
La ³⁺	0.184	0.185	0.189	0.188	0.184	0.195	0.184	0.192	0.194	0.187	0.172	0.170	0.134	0.133
Ce ³⁺	0.376	0.375	0.377	0.366	0.373	0.435	0.390	0.404	0.425	0.420	0.352	0.357	0.297	0.276
Pr ³⁺	0.042	0.045	0.043	0.043	0.044	0.050	0.044	0.048	0.049	0.046	0.036	0.039	0.035	0.032
Nd ³⁺	0.138	0.136	0.135	0.138	0.133	0.155	0.137	0.148	0.159	0.153	0.125	0.127	0.105	0.110
Sm ³⁺	0.022	0.022	0.025	0.021	0.022	0.026	0.026	0.026	0.029	0.029	0.021	0.022	0.021	0.020
Eu ³⁺	0.008	0.008	0.008	0.008	0.007	0.009	0.008	0.008	0.008	0.007	0.007	0.007	0.007	0.005
Gd ³⁺	0.016	0.016	0.013	0.016	0.016	0.022	0.019	0.018	0.016	0.018	0.013	0.016	0.014	0.012
Dy ³⁺	0	0	0	0.005	0.005	0.006	0.006	0.007	0.006	0.007	0.006	0.005	0.004	0.007
Mg ²⁺	0.175	0.175	0.170	0.173	0.180	0.102	0.121	0.130	0.109	0.097	0.102	0.102	0.074	0.074
Ca ²⁺	1.121	1.127	1.124	1.120	1.127	0.812	0.966	0.942	0.896	0.877	0.797	0.793	0.712	0.715
Fe ²⁺	0.779	0.738	0.751	0.778	0.771	0.589	0.642	0.651	0.629	0.592	0.491	0.491	0.344	0.352
Na ⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0.006	0	0.012	0	0	0
K ⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.013	0.014	0.014	0.015
Suma kat.	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	7.697	7.807	7.815	7.761	7.725	7.659	7.652	7.468	7.465
REY ^{tot}	0.820	0.826	0.822	0.812	0.812	0.939	0.856	0.892	0.927	0.916	0.761	0.781	0.650	0.626
La _N /Sm _N	4.76	4.84	4.45	5.19	4.92	4.37	4.01	4.28	3.92	3.67	4.66	4.45	3.69	3.77
Eu/Eu*	1.25	1.32	1.34	1.31	1.09	1.09	1.04	1.08	1.06	0.88	1.24	1.15	1.24	1.00
Ce/Ce*	1.03	0.98	1.00	0.98	1.00	1.05	1.04	1.01	1.04	1.09	1.07	1.05	1.04	1.01

Hydrotermální vývoj

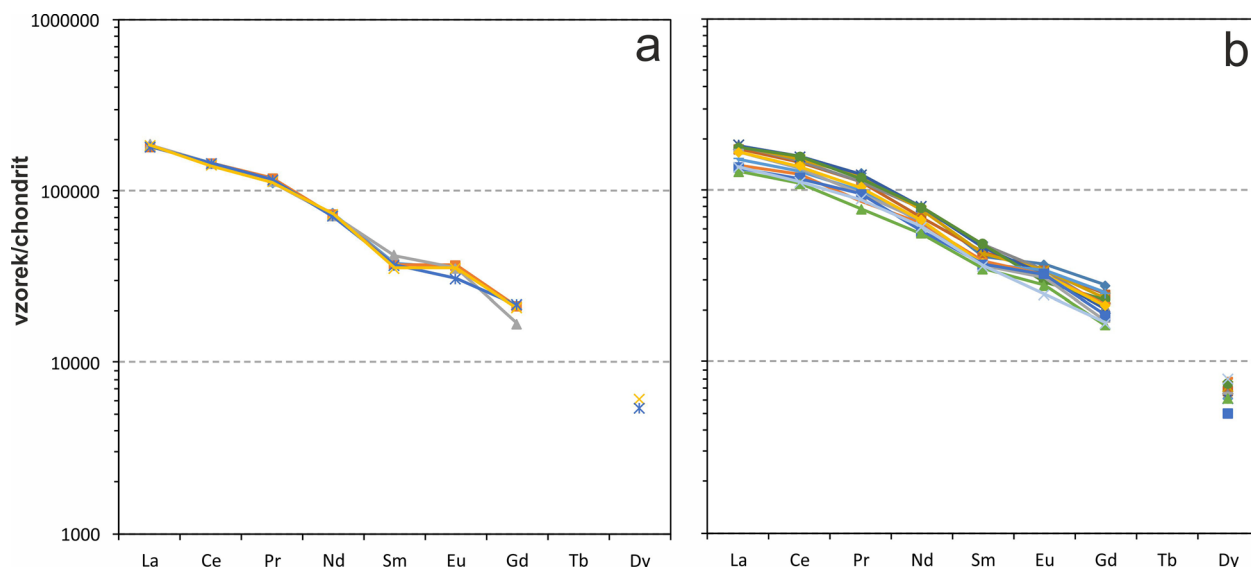
Zjištěná pestrá asociace minerálů hydrotermálního původu v pohledských pegmatitech nasvědčuje dlouhodobé hydrotermální aktivitě, která byla provázána změnami chemického složení působících fluid i jejich teploty. Nejstarším produktem postmagmatických alteračních procesů je pravděpodobně granát. Soudíme tak s ohledem na absenci dalších hydrotermálních fází (amfiboly, chlority, apod.) v těsné asociaci s tímto minerálem, což může indikovat, že granát v době, kdy tyto další fáze vznikaly, již nebyl stabilní. S tímto názorem koresponduje i skutečnost, že pouze nejstarší partie agregátů/krytalů zmíněných amfibolů a chloritů mají zvýšené obsahy V a Cr, což lze interpretovat buď ve smyslu vznívání přítoku fluid bohatých na tyto prvky nebo jako důsledek alterace části V-Cr bohatých granátů při změněných podmínkách (pokles teploty?) pokračující hydrotermální aktivity. Naopak nejmladšími alteračními fázemi jsou mladší generace chloritu (s příměsí smektitu), prehnit a kalcit.

Identifikace přítomnosti dvou chemicky odlišných generací chloritu je zajímavá v kontextu dosud publikovaných údajů, které naopak pro pohledské chlority indikují uniformní složení. Práce Mastíkové (2011) uvádí bližší informace o chloritech z pohledských alpských žil, rudních žil a okolních rul. V těchto případech se vždy jednalo o trioktaedrické chlority klinochlor-chamositové řady s relativně úzkým rozsahem chemického složení, které klasifikačně odpovídají zejména klinochloru, ojediněle i chamositu (obr. 3b). Jejich chemické složení je tedy blízké námi zjištěné starší generaci chloritu, liší se jen mírným posunem k nižším hodnotám Si (obr. 3b). Shodným rysem je i nízký obsah Ca a lokálně slabě zvýšené obsahy V a Cr. To ukazuje na vznik za velmi podobných podmínek. Výpočet teploty krystalizace pomocí chloritové geotermometrie s kalibrací podle Cathelineau (1988) poskytl poněkud vyšší hodnoty (330 - 373 °C) pro data Mastíkové (2011), zatímco pro starší generaci chloritu z pohledských pegmatitů vycházejí teploty v intervalu 239 - 329 °C. Pro mladší generaci chloritu z pohledských pegmatitů, očištěnou o analýzy s vysokým obsahem smektitové komponenty, pro něž vycházejí až nereálně nízké hodnoty (viz tab. 3), byly vypočítány teploty ještě nižší, mezi 246

a 68 °C (tab. 3). To ilustruje na dané lokalitě dlouhodobý kontinuální vznik chloritu z cirkulujících fluid během postupného chladnutí horninového prostředí.

Vznik Ca-granátu, Ca-amfibolu, prehnitu, klinozoisitu, titanitu a kalcitu během naložených hydrotermálních alterací ilustruje vysokou aktivitu vápníku v alteračních fluidech. S ohledem na minerální složení a chemismus magmatogenních fází pohledských pegmatitů je zřejmé, že samotný pegmatit nemohl být výhradním zdrojem tohoto prvku, takže je třeba předpokládat jeho významný přínos z vnějšku. To nasvědčuje otevřené cirkulaci fluid podél puklin, která zahrnovala i další, vápníkem bohatší, členy horninové sekvence v zájmové oblasti. Zdrojem vápníku mohly být zejména amfibolity, které jsou v těsné prostorové asociaci s námi studovanými pegmatity. Otevřenou otázkou zůstává původ dalších „exotických“ prvků, které se uplatnily v hydrotermálním stádiu - chromu a vanadu. Oba elementy se uplatňují hlavně v nejranějších fázích magmatického procesu, takže jejich koncentrace bývají zvýšené v bazických a ultrabazických horninách či jejich metamorfních ekvivalentech. Jejich možným zdrojem na studované lokalitě mohou být tedy amfibolity (které jsou na lokalitě poměrně hojné) nebo serpentinity (na lokalitě velmi vzácné). V případě vanadu lze snad potenciálně uvažovat i zdroj v grafitických kvarcitech, které bývají v moldanubiku tímto prvkem obohaceny (např. Houzar 1995); v prostoru studované lokality výskyt těchto hornin však zatím zaznamenán nebyl. Grafitické meta-sedimentární horniny mohou být v některých případech obohaceny vanadem i chromem a často jsou tyto litotypy interpretovány jako zdroj kovů pro tvorbu V-Cr bohatých granátů (Černý et al. 1995; Uher et al. 2008, 2015; Feneýrol et al. 2013).

Hydrotermální aktivita se projevila i alterací zirkonu a allanitu. Zajímavý charakter má alterace allanitu, kde lze v diagramu Petříka et al. (1995; obr. 3c) z pohledu změny chemického složení vysledovat dva trendy. První skupina analýz alterovaných allanitů, získaných z nejtmařších (v obraze BSE) lemů kolem vnějších okrajů zrna (All 3 na obr. 7b) se vyznačuje nižšími obsahy REE a také hliníku v porovnání se složením nealterované části krystalu (trend I na obr. 3c). To je trend typický pro naloženou hyd-



Obr. 8 Chondritem normalizované distribuce prvků vzácných zemin v allanitech z pohledských pegmatitů. a - nealterované allanity. b - alterované allanity.

rotermální alteraci, při níž dochází k odnosu REE (srov. Wood, Ricketts 2000; Filip et al. 2002; Čopjaková, Škoda 2006; Dolníček, Ulmanová 2019). Naproti tomu trend II, identifikovaný u zbylé části analýz, pocházející z poněkud méně tmavé (v obraze BSE) středové části studovaného allanitu (All 2 na obr. 7b), by nasvědčoval naopak nárůstu obsahu REE v allanitu během alterace, což však není pravděpodobné. Uvedenou středovou partii zrna proto interpretujeme jako alterovanou růstovou zónu (případně sektor), která byla již primárně výrazně bohatší na REE v porovnání s vnější částí krystalu. V souladu s touto interpretací by byla i existence ostré přímé hranice mezi oběma zmiňovanými kompozičními typy allanitu (obr. 7b).

Porovnání s podobnými pegmatity

V oblasti moldanubika Českého masivu byla popsána a v řadě případů i mineralogicky podrobněji prostudována řada výskytů anatektických kontaminovaných pegmatitů, které jsou blízké námi studovanému výskytu. Většina náleží mineralogicky relativně málo pestrým pegmatitům s jednoduchou vnitřní stavbou, které jsou uloženy v serpentinitech, mramorech, amfibolitech či skarnech. Lokalit je v literatuře popisována celá řada, z významnějších či podrobněji moderněji prostudovaných lze zmínit např. Vlastějovice, Mirošov, Vevčice, Rešice, Domanínek, či Novou Ves u Oslavan (Němec 1963; Novák 2005; Prokop et al. 2013; Novák et al. 2013; Gadas et al. 2014; Buriánek et al. 2017). Kontaminace pegmatitové taveniny okolními horninami se projevila přínosem Ca a/nebo Mg do taveniny, provázená vznikem plagioklasů s vyšší bazicitou (albity až andezíny) než má v pegmatitech jinak obvyklý albit, amfibolů, někdy i pyroxenů, biotitu, titanitu a minerálů epidotové skupiny (epidot, klinozoisit, allanit). Amfiboly vznikající v magmatickém stádiu mají složení hastingsitu, ferothastingsitu, edenitu či magneziohornblendu, tmavé slídy náleží annitu či flogopitu (Novák 2005; Prokop et al. 2013; Novák et al. 2013; Gadas et al. 2014; Buriánek et al. 2017). Tyto pegmatity často obsahují turmalín (dravit, skoryl, uvit, feruvit; Prokop et al. 2013; Novák et al. 2013; Gadas et al. 2014), ale řídké nejsou ani typy bez turmalínu (Novák 2005; Buriánek et al. 2017). Akcesorie jsou zastoupeny apatitem, zirkonem, ilmenitem, někdy i magnetitem, monazitem, xenotimem a granátem (almandin-spessartin, výjimečně se zvýšenou grosulárovou a/nebo andraditovou komponentou; Novák et al. 2013; Buriánek et al. 2017). Časté je, zejména v tělesech lokalizovaných v serpentinitech, mladší ovlivnění nerostné asociace hydrotermálními alteracemi za vyloučení křemene a vzniku aktinolitu, chloritu, prehnitu, skapolitu, jílových minerálů, fluoritu, karbonátů, Ca, REE-fluorokarbonátů a zeolitů (Novák 2005; Prokop et al. 2013). Vzácné jsou výskyty rudních minerálů, zejména pyritu, arzenopyritu, výjimečně i ryzího bismutu a slitin Sb-As (Gadas et al. 2014).

Z uvedeného přehledu vyplývá, že námi studované pohledské pegmatity jsou texturně, mineralogicky i geochemicky jednoduché pegmatity, kontaminované zejména Ca a Mg. V porovnání s ostatními výskyty je v pohledském pegmatitu výjimečně vysoké uplatnění Cr a V, a to i v porovnání s pegmatity situovanými v serpentinitech (Novák, Gadas 2010). Studovaný výskyt se také vyznačuje nízkým obsahem fluoru a velmi nízkým obsahem boru. Pohledské pegmatity byly navíc velmi silně postiženy postmagmatickými hydrotermálními přeměnami, spojenými i s významným přínosem rudních prvků a síry.

Závěr

Pegmatity vytvářejí v lomu Pohled pravé žíly či nepravidelná tělesa tmelící brekcii hostitelských metamorfítů (pararul, amfibolitů) monotónní skupiny moldanubika. Vyznačují se velmi jednoduchou texturní stavbou i jednoduchým minerálním složením, které však bylo místy značně modifikováno naloženými hydrotermálními alteracemi a místy také rudním přínosem. Magmatogenního původu jsou K-živce, plagioklasy (An_{0-38}), biotit (flogopit), apatit (fluorapatit až hydroxylapatit), zirkon, allanit a část křemene. Produktem hydrotermálních alterací jsou druhá část křemene, Fe-Mg chlority (starší - klinochlor, mladší - chamosit s příměsí Ca-smektitu), prehnit, klinozoisit, amfibol (aktinolit), titanit, kalcit a velmi pravděpodobně také ilmenit (s max. 22.5 mol. % pyrofanitové složky), rutil, anatas a grosulárový granát ($Grs_{35-47}Gol_{13-25}Uva_{12-24}And_{12-20}Ti-grt_{4-7}Sps_{1-2}Kat_{0-5}F-kat_{0-1}Alm_{0-1}$). Zvýšené obsahy Mg, Ca, V a Cr v minerálech pohledských pegmatitů souvisí s látkovou kontaminací okolními metamorfity (zejména amfibolity a serpentinity a možná také i grafitickými horninami), k níž docházelo v různých míře jak ve stadiu magmatickém, tak také v následném stadiu hydrotermálním. Geochemicky se jedná o málo frakcionované pegmatity, jejichž vznik patrně souvisel zejména s anatexí hostitelských metamorfítů moldanubika, k níž došlo pravděpodobně v souvislosti s umístěním bezprostředně sousedícího tělesa pohledské žíly.

Tabulka 9 Příklady chemického složení zirkonu z pohledských pegmatitů. Obsahy oxidů v hm. %, hodnoty apfu jsou vypočítány na základ 4 atomů kyslíku. a - alterovaná fáze.

An. č.	1	2	3	4	5-a	6-a
P ₂ O ₅	1.53	2.97	1.90	3.87	2.03	3.59
SiO ₂	30.05	30.32	29.33	28.64	28.54	24.43
ZrO ₂	62.35	64.21	64.20	60.28	56.98	50.72
HfO ₂	1.00	1.41	2.25	1.86	1.58	1.98
UO ₂	1.97	0.17	0.43	2.30	1.16	3.48
Al ₂ O ₃	0	0	0	0	0.44	0
Sc ₂ O ₃	0.14	0.09	0	0	0.14	0
CaO	0	0	0	0	1.30	2.43
SrO	0.21	0.38	0.23	0.29	0.21	0.19
MnO	0	0	0	0	0.24	0.18
FeO	0.54	0.57	0.19	0.16	0.61	1.62
K ₂ O	0	0	0	0	0.09	0.06
Celkem	97.79	100.12	98.53	97.40	93.32	88.68
P ⁵⁺	0.041	0.077	0.051	0.103	0.057	0.108
Si ⁴⁺	0.951	0.924	0.923	0.905	0.939	0.866
Suma	0.992	1.001	0.974	1.008	0.995	0.973
Zr ⁴⁺	0.963	0.954	0.986	0.928	0.914	0.877
Hf ⁴⁺	0.009	0.012	0.020	0.017	0.015	0.020
U ⁴⁺	0.014	0.001	0.003	0.016	0.008	0.027
Al ³⁺	0	0	0	0	0.017	0
Sc ³⁺	0.004	0.002	0	0	0.004	0
Ca ²⁺	0	0	0	0	0.046	0.092
Sr ²⁺	0.004	0.007	0.004	0.005	0.004	0.004
Mn ²⁺	0	0	0	0	0.007	0.005
Fe ²⁺	0.014	0.015	0.005	0.004	0.017	0.048
K ⁺	0	0	0	0	0.004	0.003
Suma	1.007	0.991	1.018	0.971	1.035	1.076

Poděkování

Práce na článku byly finančně podpořeny Ministerstvem kultury ČR v rámci institucionálního financování výzkumné organizace Národní muzeum (00023272 - cíl DKRVO 1.1.b). Recenzentům M. Novákovi a P. Uherovi děkujeme za četné připomínky, které významně přispěly k vylepšení rukopisu.

Literatura

- ALONSO-AZCÁRATE J, RODAS M, BOTTRELL SH, RAISWELL R, VELASCO F, MAS JR (1999) Pathways and distances of fluid flow during low-grade metamorphism: evidence from pyrite deposits of the Cameros Basin, Spain. *J Metamorph Geol* 17: 339-348
- ANDERS E, GREVESSE N (1989) Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochim Cosmochim Acta* 53: 197-214
- ARMBRUSTER T, BONAZZI P, AKASAKA M, BERMANEC V, CHOPIN C, GIERÉ R, HEUSS-ASSBICHLER S, LIEBSCHER A, MENCHETTI S, PAN Y, PASERO M (2006) Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *Eur J Mineral* 18: 551-567
- BAYLISS P (1975) Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *Can Mineral* 13:178-180
- BENEŠ K (1963) Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000, list M-33-XXII. ČGÚ Praha
- BERNARD JH (1981) Minerály rudonosných hydrotermálních procesů. In BERNARD JH, ČECH F, DÁVIDOVÁ Š, DUDEK A, FEDIUK F, HOVORKA D, KETTNER R, KODÉRA M, KOPECKÝ L, NĚMEC D, PADĚRA K, PETRÁNEK J, SEKANINA J, STANĚK J, ŠÍMOVÁ M: *Mineralogie Československa*: 186-405. Academia Praha
- BURIÁNEK D, HOUZAR S, KRMIČEK L, ŠMERDA J (2017) Origin of the pegmatite veins within the skarn body at Vevčice near Znojmo (Gföhl Unit, Moldanubian Zone). *J Geosci* 62: 1-23
- CATHÉLINEAU M (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Miner* 23: 471-485
- ČERNÝ P, LITOCHEB J, ŠREIN V (1995) Chrom-vanadové granáty z grafitového ložiska Domoradice u Českého Krumlova. *Bull mineral-petrolog Odd Nár Muz (Praha)* 3: 205-209
- ČOPJAKOVÁ R, ŠKODA R (2006) Detritické a autigenní REE minerály v sedimentech kulmu Dražanské vrchoviny, jejich význam pro studium provenience klastického materiálu a procesů diagenese. *Acta Mus Moraviae, Sci Geol* 91: 105-127
- DEER WA, HOWIE RA, ZUSSMAN J (1997) *Rock-forming minerals*, Vol. 1A Orthosilicates. 2nd ed. The Geological Society London
- DOBEŠ P, MALÝ K (2001) Mineralogie polymetalických rudních výskytů ve střední části havlíčkovobrodského revíru. *Vlast sborn Vysoč, odd přír věd* 15: 51-85
- DOLEŽELOVÁ T (2015) Hydrotermální alterace vybraných typů hornin v havlíčkovobrodském rudním revíru (moldanubikum). MS, diplomová práce, UP Olomouc
- DOLNÍČEK Z, KROBŮT J (2013) Žilná granát-kalcitová mineralizace v kontaktně metamorfovaných pískovcích z Bučnicku u Komni (bělokarpatká jednotka). *Geol Výzk Mor Slez* 20: 85-88
- 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: 331-345
- FENEYROL J, GIULIANI G, OHNENSTETTER D, FALICK AE, MARTELAT JE, MONIÉ P, DUBESSY J, ROLLION-BARD C, LE GOFF E, MALISA E, RAKOTONDRAZAFY AFM, PARDIEU V, KAHN T, ICHANG' I D, VENANCE E, VOARINTSOA NR, RANATSENHO MM, SIMONET C, OMITO E, NYAMAI C, SAUL M (2013) New aspects and perspectives on tsavorite deposits. *Ore Geol Rev* 53: 1-25
- FILIP J, HOUZAR S, SULOVSKÝ P (2002) Allanit a produkty jeho přeměny z pegmatitu a ze skarnu u Rešic, západní Morava. *Acta Mus Moraviae, Sci geol* 87: 87-101
- FLEET ME (2003) *Sheet silicates: Micas. Rock-forming minerals*, Vol. 3A, 2nd ed. The Geological Society. London
- FRANZ G, LIEBSCHER A (2004) Physical and chemical properties of epidote minerals - an introduction. *Rev Mineral Geochem* 56: 1-82
- GADAS P (2012) Studium systému granit-pegmatit z ofiolitů u Rudy nad Moravou. MS, disertační práce, MU Brno
- GADAS P, NOVÁK M, CEMPÍREK J, FILIP J, VAŠINOVÁ GALIOVÁ M, GROAT LA, VŠIANSKÝ D (2014) Mineral assemblages, compositional variation and crystal structure of feruvitic tourmaline from contaminated anatectic pegmatite in Mirošov near Strážek, Moldanubian Zone, Czech Republic. *Can Mineral* 52: 285-301
- GADAS P, NOVÁK M, TALLA D, VAŠINOVÁ GALIOVÁ M (2013) Compositional evolution of grossular garnet from leucotonalitic pegmatite at Ruda nad Moravou, Czech Republic; a complex EMPA, LA-ICP-MS, IR and CL study. *Miner Petrol* 107: 311-326
- GIERÉ R, SORENSSEN SS (2004) Allanite and other REE-rich epidote-group minerals. *Rev Mineral Geochem* 56: 431-493
- GREW ES, LOCOCK AJ, MILLS SJ, GALUSKINA IO, GALUSKIN EV, HALENIUS U (2013) Nomenclature of the garnet supergroup. *Am Mineral* 98: 785-811
- HAK J, JOHAN Z (1961) Mineralogicko-geochemický výzkum indiové anomálie Pohled u Havlíčkova Brodu. *Sbor geol věd, technol geochem* 2: 77-101
- HAVLÍČEK J, VÝRAVSKÝ J, MALÝ K (2018) Nález zeolitů v lomu Pohled u Havlíčkova Brodu. *Acta Rer Nat* 22: 1-4
- HOUZAR S (1995) Grafitické kvarcity s vanad obsahujícími minerály v moravském moldanubiku. *Geol Výzk Mor Slez v r* 1994: 89-90
- HYBLER J, SEJKORA J, VENCLÍK V (2016) Polytypism of cronstedtite from Pohled, Czech Republic. *Eur J Mineral* 28: 765-775
- KADLEC T (2018) Nález scheelitového zrudnění v kamenolomu Pohled u Havlíčkova Brodu. *Minerál* 24(6): 502-508
- KADLEC T, VENCLÍK V, PAULIŠ P (2018) Nález zeolitů a doprovodné mineralizace z žil alpského typu a hydrotermálně alterovaných pegmatitů v kamenolomu Pohled u Havlíčkova Brodu. *Minerál* 24(5): 107-118
- KOPECKÝ S, PAULIŠ P (2019) Nález krystalovaných scheelitů v kamenolomu Pohled u Havlíčkova Brodu. *Minerál* 27(6): 511-513
- KROPÁČ K, BURIÁNEK D, ZIMÁK J (2012) Origin and metamorphic evolution of Fe-Mn-rich garnetites (coticules) in the Desná Unit (Silesicum, NE Bohemian Massif). *Chem Erde* 72: 219-236

- 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. *Canad Mineral* 35: 219-246
- LEE SG, LEE DH, KIM Y, CHAE BG, KIM WY, WOO NCH (2003) Rare earth elements as indicators of groundwater environment changes in a fractured rock system: evidence from fracture - filling calcite. *Appl Geoch* 18: 135-143
- LONDON D (2008) Pegmatites. *Can Mineral, Special Publication* 10, 347 p
- MASTÍKOVÁ E (2009) Geologická dokumentace lomu Pohled (moldanubikum). MS, bakalářská práce, UP Olomouc
- MASTÍKOVÁ E (2011) Mineralogie a podmínky vzniku vybraných mineralizací v lomu Pohled (moldanubikum). MS, diplomová práce, PřF UP v Olomouci
- MCLENNAN SM (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Rev Mineral* 21: 169-200
- MELKA K (1965) Návrh na klasifikaci chloritových minerálů. *Věst Ústř Úst geol* 40: 23-27
- MOUPIC Z, TOŠER Z (1985) Nález molybdenitového zrudnění na lokalitě Pohled u Havlíčkova Brodu. *Čas Min Geol* 30: 331-332
- MUELLER AG, DELOR CP (1991) Goldmanite-rich garnet in skarn veins, Southern Cross greenstone belt, Yilgarn Block, Western Australia. *Mineral Mag* 55: 617-620
- NĚMEC D (1963) Eruptivgesteine in westmährischen Skarnen und ihre genetische Stellung. *N Jb Mineral, Abh* 100: 203-224
- NOVÁK M (2005) Granitické pegmatity Českého masívu (Česká republika); mineralogická, geochemická a regionální klasifikace a geologický význam. *Acta Mus Moraviae, Sci Geol* 90: 3-75
- NOVÁK M, GADAS P (2010) Internal structure and mineralogy of a zoned anorthite- and grossular-bearing, leucotonalitic pegmatite in serpentinized lherzolite at Ruda nad Moravou, Staré Město Unit, Czech Republic. *Can Mineral* 48: 535-556
- NOVÁK M, KADLEC T, GADAS P (2013) Geological position, mineral assemblages and contamination of granitic pegmatites in the Moldanubian Zone, Czech Republic; examples from the Vlastějovice region. *J Geosci* 58: 21-47
- PAULIŠ P, HAVLÍČEK J., KOPECKÝ S, JEBAVÁ I (2012) Mimetit z kamenolomu Pohled u Havlíčkova Brodu (Česká republika). *Acta Rer Nat* 13(1): 1-3
- PAULIŠ P, HRÚZEK L, JANEČEK O, DVOŘÁK Z, TOMAN J (2015) Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech - zeolity a doprovodná mineralizace. *Kuttna, Kutná Hora*
- PAULIŠ P, KOPECKÝ S, JEBAVÁ I, HAVLÍČEK J (2013) Nové mineralogické nálezy z kamenolomu Pohled u Havlíčkova Brodu. *Minerál* 21(4): 317-322
- PETRIK I, BROSKA I, LIPKA J, SIMAN P (1995) Granitoid allanite-(Ce) substitution relations, redox conditions and REE distributions (on an example of I-type granitoids, Western Carpathians, Slovakia). *Geol Carpath* 46: 79-94
- POUCHOU JL, PICHOR F (1985) "PAP" (φρΖ) procedure for improved quantitative microanalysis. In: ARMSTRONG JT (ed.) *Microbeam Analysis*: 104-106. San Francisco Press, San Francisco
- PROKOP J, LOSOS Z, ČOPJAKOVÁ R, KARÁSEK J (2013) Mineralogy and genesis of rock fragments with pegmatite texture from serpentinite eluvium at Nová Ves near Oslavany. *Bull Mineral-Petrolog Odd Nár Muz* 21(2): 210-222
- RIEDER M, CAVAZZINI G, D'YAKONOV YS, KAMENETSKII VAF, GOTTARDI G, GUGGENHEIM S, KOVAL' PV, MUELLER G, NEIVA AMR, RADOSLOVICH EW, ROBERT JL, SASSI FP, TAKEDA H, WEISS Z, WONES DR (1998) Nomenclature of micas. *Can Mineral* 36: 905-912
- SEIDLOVÁ V (2011) Mineralogická charakteristika molybdenitového výskytu z lomu Pohled u Havlíčkova Brodu. MS, bakalářská práce, MU Brno
- SCHREIER M, DOLNÍČEK Z, MAŠEK V (2013) Fluidní inkluze v grosuláru „plovoucích granátů“ z mramoru z Vápenné v plášti žulovského plutonu. *Geol Výzk Mor Slez* 20: 148-151
- TUREK K (2006) Charakteristika ultrabazických uzavření v horninách moldanubika na lokalitách Polnička a Pohled. MS, bakalářská práce, MU Brno
- TUREK K (2008) Charakteristika ultrabazických uzavření v horninách moldanubika. MS, diplomová práce, MU Brno
- UHER P, KOVÁČIK M, KUBIŠ M, SHTUKENBERG A, OZDÍN D (2008) Metamorphic vanadian-chromian silicate mineralization in carbon-rich amphibole schists from the Malé Karpaty Mountains, Western Carpathians, Slovakia. *Am Mineral* 93: 63-73
- UHER P, RUŽIČKA P, BILOHUŠČIN V (2015) Chromom a vanádom obohacený grossulár zo skarnu Dubová v Malých Karpatoch (Slovensko). *Bull Mineral-Petrolog Odd Nár Muz (Praha)* 23(1): 19-25
- VENCLÍK V, SEJKORA J, ŠKÁCHA P, PAULIŠ P (2013) Vivianit z lomu Pohled u Havlíčkova Brodu (Česká republika). *Bull Mineral-Petrolog Odd Nár Muz (Praha)* 21(2): 191-194
- WATANABE Y, KON Y, ECHIGO T, KAMEI A (2016) Differential fractionation of rare earth elements in oxidized and reduced granitic rocks: Implication for heavy rare earth enriched ion adsorption mineralization. *Res Geol* 67: 35-52
- WELSER P, ZÁRUBA J (2004) Biotitický pegmatit s fluorapatitem od Pohledu u Havlíčkova Brodu. *Bull Mineral-Petrolog Odd Nár Muz Praha* 12: 216-219
- WIEWIÓRA A, WEISS Z (1990) Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II. The chlorite group. *Clay Miner* 25: 83-92
- WOOD SA, RICKETTS A (2000) Allanite-(Ce) from the Eocene Casto granite, Idaho: Response to hydrothermal alteration. *Can Mineral* 38(1): 81-100