

Zeolity na trhlinách žilných magmatitů při kontaktech serpentinizovaných peridotitů u Mohelna a Biskoupek (gföhlská jednotka, západní Morava, Česká republika)

Zeolites in fissures of magmatite dikes along contacts of serpentitized peridotite at Mohelno and Biskoupy (Gföhl Unit, western Moravia, Czech Republic)

JIŘÍ TOMAN^{1,3)*}, JIŘÍ SEJKORA²⁾ A RADANA MALÍKOVÁ^{2,3)}

¹⁾Mineralogicko-petrografické oddělení, Moravské zemské muzeum, Zelný trh 6, 659 37, Brno; *e-mail: jtoman@mzm.cz

²⁾Mineralogicko-petrologické oddělení, Národní muzeum, Cirkusová 1740, 193 00, Praha - Horní Počernice

³⁾Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita, Kotlářská 2, 611 37, Brno

TOMAN J., SEJKORA J., MALÍKOVÁ R. (2016) Zeolity na trhlinách žilných magmatitů při kontaktech serpentinizovaných peridotitů u Mohelna a Biskoupek (gföhlská jednotka, západní Morava, Česká republika). *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. (Praha) 24, 1, 13-24. ISSN 1211-0329.*

Abstract

Zeolites from historical mineral collection deposited in the Moravian Museum in Brno and samples collected in 2014 and 2015 from the localities Mohelno and Biskoupy were examined. At Mohelno, up to 45 mm long needle crystals of natrolite are the most common accompanied with analcime, phillipsite-K and thomsonite-Ca. At Biskoupy, the zeolite mineral assemblage includes analcime, natrolite and prehnite. The zeolites are commonly homogeneous and mostly close to their ideal compositions. Heterogeneous phillipsite-K exhibits Ba → Ca substitution. Mineralization is developed on fissures cutting igneous rocks - gabbro-diorite (Mohelno, Biskoupy) to oligoclase (Biskoupy) within contact of Mohelno and Hrubšice serpentinite body with surrounded granulites. Mineral associations of zeolites correspond to the SiO₂ - Al₂O₃ - CaO - Na₂O system locally with significant BaO and K₂O content (Mohelno). Composition of zeolites is related to hydrothermal alteration of basic plagioclases and feldspars of host rocks.

Key words: zeolites, gabbro-diorite, serpentinite, analcime, natrolite, phillipsite-Ca, thomsonite-Ca, prehnite

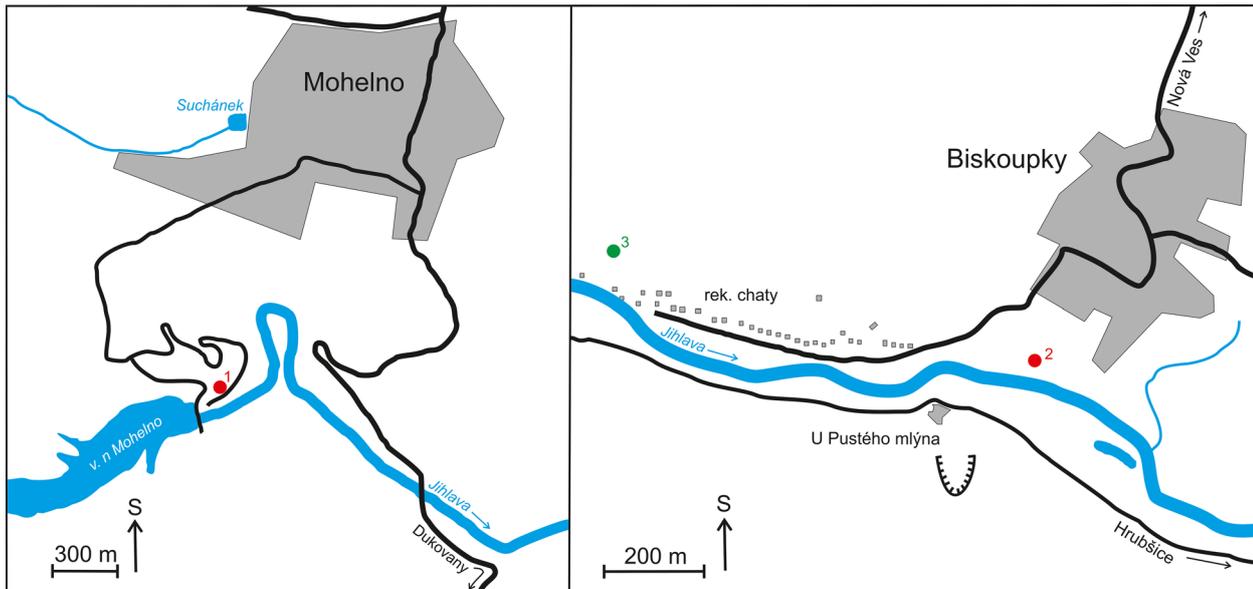
Obrženo: 15. 2. 2016; přijato: 17. 5. 2016

Úvod

Jednou z oblastí na Moravě s četnými výskyty zeolitů je území mezi Brnem a Moravskými Budějovicemi. Většina zdejších zeolitových výskytů má pouze dokumentační charakter a regionální význam (Toman 2014; Pauliš et al. 2015). Mezi významnější naleziště tohoto regionu patří Templštejn (Hrazdil 2001; Hruschka 1826; Dvorský 1898), Oslavany (Kučera, Novotná 1927; Toman et al. 2014), Hrubšice (Černý, Povondra 1965), Mohelno a Biskoupy (Burkart 1953). Společným znakem těchto lokalit je výskyt zeolitů na puklinách hornin a jsou proto řazeny k alpské paragenezi. Horninové prostředí se u jednotlivých lokalit liší. Zeolity v Hrubšicích představují nejmladší mineralizaci desilikovaného pegmatitu (oligoklasitu), výskyt v Oslavanech je vázán na drobné těleso amfibolitu a na ostatních, výše zmíněných lokalitách, se zeolity vážou na drobná tělesa žilných gaber až dioritů („gabrodioritů“), vyskytujících se při okraji velkých serpentinitových těles na styku s okolními felsickými horninami. Další zeolitové výskyty vázané na tělesa serpentinitů jsou známé například ze Smrčku na Českomoravské vrchovině (Kučera, Novotná 1927) a Bernartic u Vlašimi (Pauliš et al. 2011). Zeolity spjaté s ultrabazickými a gabroidními horninami jsou známé rovněž z ložiska Obrázek u Starého Ranska (Mísař et al. 1974; Němec 1982; Schovánek et al. 2010).

Zeolity z lokalit Mohelno a Biskoupy jsou známy již poměrně dlouhou dobu. Dosavadní stručné údaje a poznatky uváděné v literatuře jsou zaměřeny pouze na obecný makroskopický popis; chybí jejich revize pomocí moderních analytických metod. Nově stručný a přehledný rešeršní popis zeolitových lokalit v okolí Mohelna uvádějí Pauliš et al. (2015).

Zeolity byly nalezeny v okolí **Mohelna** na několika místech. Známý je především historický nález analcimu, natrolitu a laumontitu na puklinách amfibolitu u mlýna Skřipina na řece Oslavě (s. od Mohelna) objevený v roce 1924 (Kučera, Novotná 1927; Burkart 1953) a výskyt, odkrytý drobným lomem známým jako „Serpentina“, někdy také označovaným jako Bliemsriederův lom (Němec 1937). Lom je v současné době již zaniklý, na jeho místě stojí dnes těleso hráze vodní nádrže Mohelno. Vzorky s označením „Mohelno“, uložené ve sbírce Moravského zemského muzea v Brně, pocházejí především ze sbírek B. Kučery, E. Burkarta a J. Šťastného. S největší pravděpodobností pocházejí tyto vzorky z výše uvedeného lomu. Nedaleko tohoto lomu byla v 70. letech 20. století dočasně odkryta poloha s kontaktem serpentinitu a granulitu při úpravě příjezdové komunikace k patě hráze (bod 1 na obr. 1). Tento odkryv poskytl vzorky zeolitů a doprovodného kalcitu (Karásek 1996). Karásek (1996) z tohoto místa popisuje natrolit. Vzorky, které s velkou



Obr. 1 Topografická situace ověřených výskytů zeolitů (1 - zářez silnice; 2 - žíla oligoklasitu) a hornin gabrodioritového charakteru (3 - rokle z. od Biskoupek).



Obr. 2 Analcim na puklině gabrodioritu z Biskoupek, velikost vzorku 70 x 45 x 27 mm; foto J. Toman.



Obr. 3 Natrolit z Mohelna - Bliemsriederův lom, velikost vzorku 115 x 80 x 48 mm; foto J. Toman.

pravděpodobností pocházejí také z tohoto odkryvu, jsou však ve sbírce MZM Brno uloženy pod označením thomsonit (vz. A4002 - 3 ks.; sběr J. Kotlík). Novou terénní revizí této lokality (2015) bylo nalezeno několik drobných vzorků zeolitů v materiálu pocházejícího z výše popsané úpravy příjezdové komunikace. Vzorky mají stejný charakter jako ty popsané Karáškem (1996), stejně tak jako ty uložené ve sbírce MZM Brno.

Natrolit a analcím z **Biskoupek** v podobě dobře krystalograficky vyvinutých krystalů zmiňuje Kruťa (1966), avšak neuvádí bližší lokalizaci místa nálezů. Informace o nálezu zdejších zeolitů získal od sběratele Oldřicha Svobody z Dolních Kounic (Kruťa 1997), který je zde jako první sbíral. Vzorky z jeho sbírky jsou součástí sbírek MZM Brno. Tyto zeolity nasedají na pukliny gabrodioritu, stejně jako v Mohelně. Při terénní revizi v roce 2014 byly výchozy těchto hornin zjištěny v hluboce zaříznuté roklí západně od Biskoupek (bod 3 na obr. 1) a také na několika výchozech ve svahu nad řekou Jihlavou, jižně od obce, avšak zeolitová mineralizace zde nebyla nově prokázána. Ojedinelý nový nález natrolitu pochází ze žíly oligoklasitu prorážejícího serpentinit v malém zašlém lůmku založeném ve výše zmíněném strmém svahu nad řekou Jihlavou (bod 2 na obr. 1).

Metodika výzkumu

Ze sbírky Moravského zemského muzea v Brně bylo vybráno několik reprezentativních vzorků, které byly podrobeny bližšímu studiu. Z lokality Mohelno se jednalo celkově o čtyři vzorky, které byly doplněny dvěma vzorky získanými sběrem v roce 2015 (tab. 1). Biskoupky jsou zastoupeny třemi historickými vzorky a jedním nalezeným v roce 2014 (tab. 1).

Rentgenová prášková difrakční data byla získána pomocí práškového difraktometru Bruker D8 Advance (Národní muzeum, Praha) s polovodičovým pozičně citlivým detektorem LynxEye za

užití CuK α záření (40 kV, 40 mA). Práškové preparáty byly naneseny v acetonové suspenzi na nosič zhotovený z monokrystalu křemíku a následně pak byla pořízena difrakční data ve step-scanning režimu (krok 0.01°, načítací čas 8 s/krok detektoru, celkový čas experimentu cca 15 hod.). Pozice jednotlivých difrakčních maxim byly popsá-

ny profilovou funkcí Pseudo-Voigt a upřesněny profilovým fitováním v programu HighScore Plus. Mřížkové parametry byly zpřesněny metodou nejmenších čtverců pomocí programu Celref (Laugier, Bochu 2011).

Chemické složení bylo kvantitativně studováno pomocí elektronového mikroanalýzátoru CAMECA SX 100 na

Tabulka 1 Přehled studovaných vzorků

lokalita		číslo vzorku	sběratel
Mohelno	Bliemsriederův lom	21901	E. Burkart
		a3224	J. Šťastný
		7035	B. Kučera
	zářez komunikace	A4002	J. Kotlík
		—	J. Toman sběr 2015
		—	J. Toman sběr 2015
Biskoupky	?	10300	O. Svoboda
		6388	O. Svoboda
		a1370	O. Svoboda
	žíla oligoklasitu	1214 M	J. Toman sběr 2014

Tabulka 2 Chemické složení zeolitů a prehnitu z Mohelna a Biskoupek; uvedené analýzy pro jednotlivé vzorky (hm. %) jsou průměrem 5 bodových analýz

hm. %	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	47.80	39.10	53.36	49.33	44.40	46.07	47.32	54.59	43.01
Al ₂ O ₃	26.79	29.17	22.62	21.79	19.60	26.34	26.58	22.97	24.18
TiO ₂	—	—	—	—	0.11	—	—	—	—
CaO	0.14	12.02	—	7.71	1.83	—	0.03	—	27.60
BaO	—	0.01	—	0.30	16.67	—	—	—	—
SrO	—	0.79	—	0.09	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	0.60	7.47	6.23	—	—	0.24	—
Na ₂ O	15.97	4.49	13.66	—	—	16.01	16.23	14.04	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	0.10
H ₂ O*	9.50	13.24	8.00	16.88	15.28	9.24	9.43	8.16	4.26
Σ oxidů	100.20	98.82	98.24	103.57	104.12	97.66	99.59	100.00	99.15
Si	3.01	5.31	2.00	10.50	10.44	2.99	3.01	2.00	2.99
Al	1.99	4.67	1.00	5.47	5.43	2.01	1.99	0.99	1.98
Ti	—	—	—	—	0.02	—	—	—	—
Σ T	5.00	9.98	3.00	15.97	15.89	5.00	5.00	2.99	4.97
Ca	0.01	1.73	—	1.74	0.45	—	—	—	2.03
Ba	—	0.00	—	0.02	1.54	—	—	—	—
Sr	—	0.06	—	0.01	—	—	—	—	—
K	—	—	0.03	2.03	1.87	—	—	0.01	—
Na	1.95	1.18	0.99	—	—	2.01	2.00	1.00	—
Σ cat	1.96	2.97	1.02	3.80	3.86	2.01	2.00	1.01	2.03
F	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02
H ₂ O/OH	2.00	6.00	1.00	12.00	12.00	2.00	—	1.00	1.98
O/-F	—	—	—	—	—	—	—	—	-0.04
E%	1.02	-1.89	-1.96	-1.80	-7.18	0.00	-0.50	-1.98	—
Si/Al	1.51	1.14	2.00	1.92	1.92	1.48	1.51	2.02	—
T _{Si}	0.60	0.53	0.67	0.66	0.66	0.60	0.60	0.67	—

Mohelno: 1 - natrolit, 2 - thomsonit-Ca, 3 - analcim, 4 - phillipsit-K>Ca, 5 - phillipsit-K>Ba; Biskoupky: 6 - natrolit - gabrodiorit, 7 - natrolit - oligoklasit, 8 - analcim, 9 - prehnit; * obsah H₂O byl dopočten na bázi 2H₂O (natrolit), 6H₂O (thomsonit-Ca), 1H₂O (analcim), 12H₂O (phillipsit-K), 2 (OH,F) (prehnit); koeficienty empirických vzorců byly dopočteny na základě 10 atomů kyslíku (natrolit), 20 atomů kyslíku (thomsonit-Ca), 6 atomů kyslíku (analcim), 32 atomů kyslíku (phillipsit-K) a 12 atomů kyslíku (prehnit) podle idealizovaného složení (Coombs et al. 1997); vyrovnání náboje bylo vypočteno podle vzorce $E\% = 100 \times [(Al) - (Na + K) - 2 \times (Mg + Ca + Sr + Ba)] / [(Na + K) + 2 \times (Mg + Ca + Sr + Ba)]$ (Deer et al. 2004). Poměr složení základních tetraedrů je vyjádřen pomocí poměru $T_{Si} = Si / (Si + Al)$ (Tschernich 1992).

společném pracovišti Ústavu geologických věd, PřF MU a ČGS v Brně (operátor R. Škoda) za podmínek: napětí 15 kV, proud 5 nA, průměr svazku elektronů 10 μm . Jako standardy byly použity dobře definované přírodní minerální fáze: wollastonit (Ca), albit (Na), sanidin (K, Si, Al), Rb leucit (Rb), spessartin (Mn), pyrop (Mg), almandin (Fe), titanit (Ti), gahnit (Zn), baryt (Ba), celestin (Sr), vanadinit (Cl), polucit (Cs), fluorapatit (P) a topaz (F). Získaná data byla zpracována pomocí korekce PAP (Pouchou, Pichoir 1985).

Geologické poměry

Oblast západomoravského moldanubika je známá četnými výskyty těles serpentinizovaných peridotitů, mezi největší tělesa patří mohelenský a hrubšický serpentinit. Tyto serpentinity jsou obklopeny náměštško-krumlovským granulitovým tělesem, které je součástí strukturně nejvyšší gföhlské skupiny moldanubika. Na východě je hrubšické těleso ohraničeno permokarbonskými sedimenty boskovické brázdy. Serpentinity jsou místy pronikány mladšími žilami desilikovaných pegmatitů (Černý, Povondra 1965) a téměř monominerálními plagioklaso-

vými žilami - oligoklasity. Zájmovou oblast protínají dvě významnější střížné zlomové struktury směru SV - JZ označované jako mohelenský zlom a zlom centrální části náměštšského masivu (Urban, Mísař 1989). Detailní popis mohelenského serpentinitu a doprovodných horninových typů podává Němec (1937). Peridotity vznikaly za teplot okolo 1300 °C a tlaků 27.5 kbar (Medaris, Jelínek 2004; Medaris et al. 2005).

Z hlediska výskytu zeolitů jsou zajímavé především hybridní bazické horniny, mající charakter gabra až dioritu, které jsou vázané na kontakt serpentinitů s granulitů. Spolu s nimi se v kontaktních zónách vyskytují i amfibolity a různé typy rul. Němec (1937) interpretuje tyto bazické horniny jako intruzivní tělesa, zatímco pozdější práce (Mísař et al. 1985; Dobretsov et al. 1984) vysvětlují jejich vznik bimetasomatickými reakcemi mezi granulitem a serpentinitem nebo parciální anatexí granulitů (Urban 1988). Tyto horniny tvoří žíly nebo až několikametrové enklávy v silně tektonicky postižených kontaktních partiích. Kontaktní zóna má místy až brekciovitý charakter a může dosahovat mocností až desítek metrů. Teplotní podmínky vzniku těchto kontaktních hornin stručně zmiňují Fediuková (1988) a Urban (1988), teplotní rozsah se

Tabulka 3 Rentgenová prášková data analcimu z Mohelna

<i>h</i>	<i>k</i>	<i>l</i>	<i>d_{obs}</i>	<i>l_{obs}</i>	<i>d_{calc}</i>	<i>h</i>	<i>k</i>	<i>l</i>	<i>d_{obs}</i>	<i>l_{obs}</i>	<i>d_{calc}</i>	<i>h</i>	<i>k</i>	<i>l</i>	<i>d_{obs}</i>	<i>l_{obs}</i>	<i>d_{calc}</i>
0	2	0	6.848	6	6.865	4	4	0	2.4304	1	2.4271	0	0	8	1.7124	1	1.7101
1	1	2	5.597	34	5.592	0	6	0	2.2889	<1	2.2883	1	7	4	1.6889	2	1.6885
2	2	0	4.859	5	4.854	3	5	2	2.2261	2	2.2264	6	4	4	1.6628	1	1.6636
2	3	1	3.668	3	3.668	1	1	6	2.2197	2	2.2197	5	3	6	1.6382	<1	1.6380
0	0	4	3.424	98	3.420	0	6	2	2.1694	1	2.1701	3	8	1	1.5969	1	1.5960
1	4	1	3.235	100	3.235	0	2	6	2.1650	<1	2.1639	7	3	4	1.5936	1	1.5948
2	4	0	3.073	2	3.070	4	1	5	2.1124	<1	2.1140	2	8	4	1.4955	<1	1.4970
3	3	2	2.925	16	2.925	1	3	6	2.0141	1	2.0187	6	7	1	1.4803	1	1.4805
2	4	2	2.804	2	2.801	4	6	0	1.9054	2	1.9040	5	5	6	1.4784	1	1.4783
2	2	4	2.796	2	2.796	2	7	1	1.8686	2	1.8683	5	8	1	1.4479	<1	1.4472
4	3	1	2.692	4	2.692	3	3	6	1.8644	2	1.8639	2	3	9	1.4108	1	1.4118
2	5	1	2.508	4	2.506	5	6	1	1.7442	3	1.7436	6	8	0	1.3733	<1	1.3730
1	2	5	2.502	6	2.499	2	3	7	1.7392	2	1.7388	7	7	2	1.3584	1	1.3593

Tabulka 4 Rentgenová prášková data analcimu z Biskoupek

<i>h</i>	<i>k</i>	<i>l</i>	<i>d_{obs}</i>	<i>l_{obs}</i>	<i>d_{calc}</i>	<i>h</i>	<i>k</i>	<i>l</i>	<i>d_{obs}</i>	<i>l_{obs}</i>	<i>d_{calc}</i>	<i>h</i>	<i>k</i>	<i>l</i>	<i>d_{obs}</i>	<i>l_{obs}</i>	<i>d_{calc}</i>
0	2	0	6.845	7	6.863	5	2	3	2.2255	2	2.2249	4	5	5	1.6881	<1	1.6875
1	2	1	5.595	32	5.601	1	1	6	2.2205	3	2.2199	6	4	4	1.6623	1	1.6633
2	2	0	4.853	5	4.853	0	6	2	2.1676	1	2.1696	6	6	0	1.6179	<1	1.6176
2	3	1	3.658	4	3.668	0	2	6	2.1628	1	2.1640	7	3	4	1.5943	1	1.5945
0	0	4	3.423	100	3.421	4	5	1	2.1169	1	2.1178	4	0	8	1.5310	1	1.5307
2	4	0	3.070	2	3.069	6	1	3	2.0220	<1	2.0225	2	8	4	1.4967	<1	1.4967
3	3	2	2.924	13	2.925	4	5	3	1.9401	<1	1.9400	9	1	2	1.4798	<1	1.4799
4	3	1	2.692	6	2.692	2	7	1	1.8679	2	1.8677	5	4	7	1.4447	<1	1.4443
1	2	5	2.502	2	2.499	3	3	6	1.8643	2	1.8639	1	4	9	1.3822	<1	1.3829
4	4	0	2.4280	1	2.4264	5	1	6	1.7406	4	1.7400	2	7	7	1.3578	1	1.3570
2	4	4	2.2857	<1	2.2844	0	0	8	1.7103	1	1.7103	1	1	10	1.3541	1	1.3548

Tabulka 5 Parametry základní cely analcimu (pro tetragonální prostorovou grupu *I 4/a*)

	Mohelno (tato práce)	Biskoupy (tato práce)	Mazzi, Galli (1978)	Toman et al. (2014)
<i>a</i> [Å]	13.928(5)	13.726(3)	13.727(2)	13.7019(9)
<i>c</i> [Å]	13.6807(2)	13.6823(1)	13.686(3)	13.706(1)
<i>V</i> [Å ³]	2578.9(9)	2577.7(6)	2578.86	2573.2(3)

pohybuje od 600 do 910 °C v závislosti na použité metodice výpočtu. Mladšími geologickými procesy došlo k jejich mechanickému porušení a vzniku puklinového systému. Deformace gabrodioritů je nižší než v okolních granulitech a serpentinitech, zřejmě až během závěrečné fáze tektonického výzdvihu ve vysokoteplotních, nízkotlakých podmínkách za vysoké mobility H₂O. Minerální složení bazických hornin zůstalo nezměněno, na rozdíl od okolních ultrabazik s vysokým podílem olivínu, které byly silně serpentinizovány.

Polohy blízké dioritu jsou charakteristické jemnozrnnou až středně zrnitou, všesměrnou texturou, v níž dominují šedě až černě zbarvené amfiboly, biotit a šedobílé plagioklas (oligoklas-andezin). Poměr jednotlivých minerálů se často mění i v rámci jednotlivých enkláv. Některé partie jsou silně leukokratické s dominancí plagioklasu. Plagioklas při okraji dioritových těles na styku se serpentinitem bývají často sericitizovány. Diority mají zvýšené obsahy Al, K, Ca, Mg, Na, Ti a naopak nižší Si ve srovnání s granulity (Urban 1988).

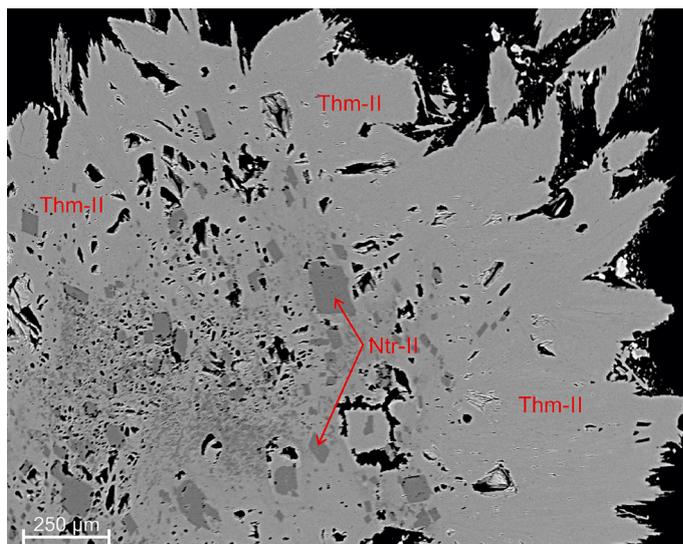
Naopak horniny podobné gabru mají vyšší bazicitu plagioklasů a větší velikost zrn hlavních hornotvorných minerálů, jimiž jsou amfibol a výše uvedené plagioklas (labradorit-bytownit). Amfibol tvoří idiomorfne omezené krystaly o velikosti až několik centimetrů. Textura gabru je hrubozrnná, všesměrně zrnitá, často porfyrická. Amfibol často převládá nad plagioklasem a hornina má nazelenalou až černou barvu. V akcesorickém množství jsou přítomny pyrit, titanit, apatit. Přeměněnou plagioklasů vzniká často skapolit. Výskyt bazických hornin při západním tektonicky predisponovaném okraji hrubšického serpentinitu (Biskoupek) má severojižní směr a představuje pokračování výskytu těchto hornin u Templštejna, situovaného přibližně 1 km dále na západ. Oba výskyt jsou propojeny pásem bazických hornin stejného typu orientovaných ve směru V - Z podél řeky Jihlavy (Fediuková 1988; Hrazdil 2001).

Charakteristika zeolitové mineralizace

Analcim

Analcim byl bezpečně identifikován na obou studovaných lokalitách na základě vzorků dochovaných ve sbírce MZM (a3224, 10300). Novou terénní revizí se jej nepodařilo ověřit. Vzorky z Mohelna pocházejí z výše zmíněného Bliemsriederova lomu. Tvoří bílá izometrická zrna a krystaly o velikosti do 8 mm s matným až skelným leskem. Krystaly jsou často nepravidelné a silně zploštělé, tento habitus krystalových jedinců je řízen malou šířkou puklin (pouze několik mm) v nichž krystalizovaly. Drobnější krystaly (do 3 mm) jsou vyvinuty ve formě tetragon-trioktaedru. Na vzorcích se vyskytuje v asociaci s phillipsitem-K a kalcitem, případně tvoří podklad mladšímu natrolitu. Mezi několika krystalovými individui analcimu jsou zachovány drobné nepravidelné dutiny, vzniklé vyloučením starší neznámé minerální fáze.

Na lokalitě Biskoupek má analcim shodný charakter s ukázkami z Mohelna. Tvoří zde nedokonalé vyvinuté krystaly do velikosti 7 mm (obr. 2). Na puklinách gabrodioritu se vyskytuje samostatně bez doprovodu dalších minerálů. Analcimy z obou



Obr. 4 Prorůstání druhých generací natrolitu (Ntr II) a thomsonitu-Ca (Thm II); BSE foto R. Škoda.



Obr. 5 Tlustě sloupcovité krystaly natrolitu narůstající na starší, drobně krystalický prehnit z Biskoupek, velikost vzorku 90 x 105 x 45 mm; foto J. Toman.



Obr. 6 Ploché krystaly natrolitu na puklině oligoklasitu z Biskoupek, délka krystalů max. 17 mm; foto J. Toman.

Tabulka 6 Rentgenová prášková data natrolitu z Mohelna

<i>h</i>	<i>k</i>	<i>l</i>	<i>d_{obs}</i>	<i>I_{obs}</i>	<i>d_{calc}</i>	<i>h</i>	<i>k</i>	<i>l</i>	<i>d_{obs}</i>	<i>I_{obs}</i>	<i>d_{calc}</i>	<i>h</i>	<i>k</i>	<i>l</i>	<i>d_{obs}</i>	<i>I_{obs}</i>	<i>d_{calc}</i>
2	2	0	6.519	100	6.526	0	8	0	2.3277	2	2.3287	9	5	1	1.7244	4	1.7220
1	1	1	5.873	29	5.878	4	4	2	2.3168	3	2.3174	10	4	0	1.7023	4	1.7024
0	4	0	4.653	19	4.657	8	0	0	2.2857	2	2.2862	1	7	3	1.6856	<1	1.6860
4	0	0	4.569	15	4.572	0	6	2	2.2597	2	2.2587	5	5	3	1.6796	1	1.6798
1	3	1	4.381	16	4.386	2	8	0	2.2575	2	2.2566	0	0	4	1.6461	1	1.6460
3	1	1	4.347	18	4.350	6	0	2	2.2357	1	2.2366	0	10	2	1.6212	2	1.6213
2	4	0	4.147	30	4.150	8	2	0	2.2201	1	2.2203	11	1	1	1.6063	2	1.6061
4	2	0	4.102	21	4.105	2	6	2	2.1919	5	2.1928	10	0	2	1.5988	1	1.5988
3	3	1	3.627	1	3.630	6	2	2	2.1746	8	2.1748	11	3	1	1.5597	<1	1.5604
4	4	0	3.261	5	3.263	1	3	3	2.0556	1	2.0561	2	12	0	1.5315	1	1.5305
1	5	1	3.191	17	3.193	7	5	1	2.0339	<1	2.0345	4	2	4	1.5279	1	1.5277
5	1	1	3.150	19	3.151	6	4	2	2.0160	<1	2.0162	1	9	3	1.5008	<1	1.5007
0	2	2	3.102	5	3.104	3	3	3	1.9598	1	1.9594	9	1	3	1.4864	<1	1.4863
2	0	2	3.096	7	3.097	1	5	3	1.8811	1	1.8809	4	4	4	1.4700	1	1.4696
2	2	2	2.938	12	2.939	5	1	3	1.8722	2	1.8724	8	8	2	1.4616	3	1.4617
6	2	0	2.896	3	2.897	2	8	2	1.8610	<1	1.8613	8	10	0	1.4443	<1	1.4442
3	5	1	2.861	33	2.863	9	3	1	1.8528	<1	1.8533	2	6	4	1.4362	<1	1.4362
5	3	1	2.842	30	2.843	8	2	2	1.8412	1	1.8408	6	2	4	1.4311	<1	1.4311
2	4	2	2.578	3	2.579	2	10	0	1.8253	3	1.8254	9	9	1	1.4164	2	1.4162
4	2	2	2.567	5	2.568	3	5	3	1.8063	2	1.8061	9	5	3	1.3855	1	1.3844
6	4	0	2.549	3	2.551	5	3	3	1.8011	3	1.8010	6	4	4	1.3830	1	1.3830
1	7	1	2.4442	8	2.4452	7	7	1	1.7937	6	1.7939	12	2	2	1.3683	1	1.3681
7	1	1	2.4074	9	2.4082	8	4	2	1.7413	1	1.7416						

Tabulka 7 Rentgenová prášková data natrolitu z Biskoupek

<i>h</i>	<i>k</i>	<i>l</i>	<i>d_{obs}</i>	<i>I_{obs}</i>	<i>d_{calc}</i>	<i>h</i>	<i>k</i>	<i>l</i>	<i>d_{obs}</i>	<i>I_{obs}</i>	<i>d_{calc}</i>	<i>h</i>	<i>k</i>	<i>l</i>	<i>d_{obs}</i>	<i>I_{obs}</i>	<i>d_{calc}</i>
2	2	0	6.516	100	6.526	8	0	0	2.2857	3	2.2872	6	8	2	1.6133	<1	1.6130
1	1	1	5.872	20	5.879	2	8	0	2.2570	3	2.2557	11	1	1	1.6066	1	1.6067
0	4	0	4.651	17	4.655	6	0	2	2.2373	1	2.2374	10	0	2	1.5988	1	1.5994
4	0	0	4.570	14	4.574	8	2	0	2.2200	1	2.2211	6	10	0	1.5893	1	1.5892
1	3	1	4.381	14	4.385	2	6	2	2.1915	4	2.1926	10	6	0	1.5762	5	1.5762
3	1	1	4.348	14	4.351	6	2	2	2.1742	14	2.1754	9	7	1	1.5693	1	1.5688
2	4	0	4.144	35	4.149	1	3	3	2.0562	1	2.0564	11	3	1	1.5611	<1	1.5609
4	2	0	4.103	19	4.106	3	1	3	2.0520	2	2.0528	5	7	3	1.5371	<1	1.5366
3	3	1	3.629	1	3.630	6	4	2	2.0157	<1	2.0166	2	4	4	1.5303	1	1.5303
4	4	0	3.260	8	3.263	9	1	1	1.9322	1	1.9321	4	2	4	1.5277	1	1.5281
1	5	1	3.190	16	3.192	1	5	3	1.8815	1	1.8810	10	4	2	1.5129	<1	1.5126
5	1	1	3.151	22	3.153	5	1	3	1.8731	1	1.8729	1	9	3	1.5001	<1	1.5005
0	2	2	3.103	3	3.104	2	8	2	1.8607	<1	1.8609	5	11	1	1.4958	<1	1.4962
2	0	2	3.097	6	3.098	9	3	1	1.8535	<1	1.8539	9	1	3	1.4875	<1	1.4868
2	2	2	2.938	14	2.940	8	2	2	1.8413	<1	1.8413	4	4	4	1.4695	1	1.4698
6	2	0	2.897	6	2.898	3	5	3	1.8062	2	1.8062	8	8	2	1.4619	3	1.4618
3	5	1	2.860	36	2.862	5	3	3	1.8011	3	1.8014	12	4	0	1.4489	1	1.4490
5	3	1	2.842	34	2.843	7	7	1	1.7947	5	1.7939	2	6	4	1.4360	<1	1.4363
2	4	2	2.579	3	2.579	4	8	2	1.7548	1	1.7552	6	10	2	1.4322	<1	1.4312
4	2	2	2.567	6	2.569	8	4	2	1.7417	1	1.7420	10	6	2	1.4223	<1	1.4217
6	4	0	2.550	2	2.551	9	5	1	1.7242	7	1.7223	9	9	1	1.4164	2	1.4162
1	7	1	2.4429	7	2.4444	10	4	0	1.7023	5	1.7029	4	6	4	1.3873	1	1.3860
7	1	1	2.4078	10	2.4091	5	5	3	1.6801	1	1.6800	6	4	4	1.3829	1	1.3833
0	8	0	2.3265	2	2.3276	0	0	4	1.6472	1	1.6463	12	6	0	1.3689	<1	1.3685
4	4	2	2.3172	<1	2.3176	3	7	3	1.6315	1	1.6314						

Tabulka 8 Parametry základní cely natrolitu (pro ortorombickou prostorovou grupu Fdd2)

	Mohelno (tato práce)	Biskoupek (tato práce)	Capitelli, Derebe (2007)	Pauliš et al. (2014a)
<i>a</i> [Å]	18.290(2)	18.297(2)	18.2930(2)	18.376(5)
<i>b</i> [Å]	18.629(2)	18.621(3)	18.6430(5)	18.552(5)
<i>c</i> [Å]	6.5839(7)	6.5853(7)	6.5860(5)	6.585(2)
<i>V</i> [Å ³]	2243.3(4)	2243.7(5)	2276.07	2244(1)

lokalit jsou z chemického hlediska homogenní. Do kationtové pozice vstupuje pouze Na a stopové množství K, příměs dalších prvků nebyla zjištěna (tab. 2). Jedná se tak o analcim blízký ideálnímu vzorci. Poměr Si/Al (2.00; 2.02) a hodnota T_{Si} (0.67) odpovídá publikovaným údajům pro tento minerál (Tschernich 1992; Deer et al. 2004). Hodnota E% je u obou vzorků velmi podobná (-1.96; -1.98) a je v přípustném rozsahu udávaném literárními údaji (Deer et al. 2004). Průměrný empirický vzorec studovaných analcimů lze vyjádřit jako $Na_{0.95}K_{0.02}[Al_{1.00}Si_{2.00}]_{T3}O_6 \cdot H_2O$.

Určení analcimu z obou lokalit bylo potvrzeno i pomocí rentgenové práškové difrakce (tab. 3 a 4); jejich zpřesněné parametry základní cely pro tetragonální prostorovou grupu $I 4_1/a$ jsou v tabulce 5 porovnány s publikovanými údaji pro tuto minerální fázi.

Natrolit

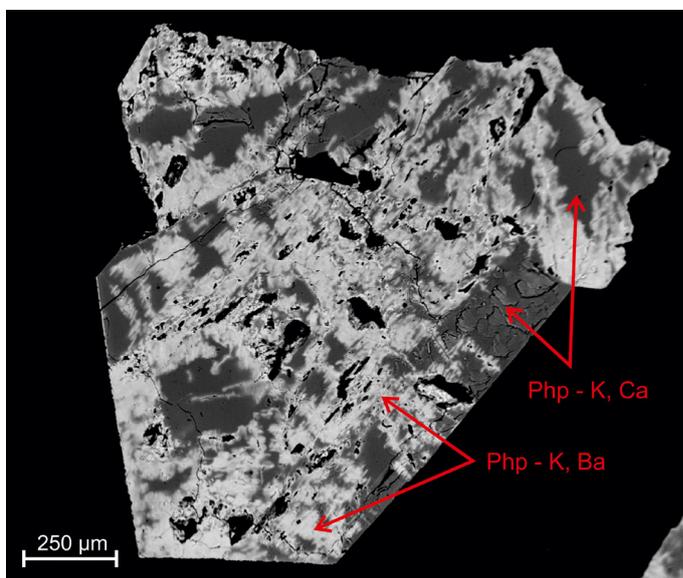
Na základě dochovaných vzorků ve sbírce MZM lze usoudit, že se jedná o nejběžnější zeolit na obou studovaných lokalitách.

Historické vzorky pocházející z Bliemsriederova lomu jsou představovány agregáty natrolitu složenými z jehlicovitých až dlouze protažených tabulkovitých krystalů bílé barvy o délce až 45 mm a šířce 10 mm s typickým skelným leskem (obr. 3). Němec (1937) odsud uvádí až 8 cm dlouhé krystaly. Krystaly často narůstaly na obě protilehlé stěny pukliny a nejsou proto na vzorcích zachovány celé, bývají rozlomeny podle plochy prizmatu $\{100\}$, $\{110\}$, $\{010\}$. Vzácně jsou vyvinuty až 10 mm velké krystaly s terminálním zakončením $\{111\}$. Natrolit se většinou vyskytuje samostatně, méně pak v asociaci s analcím. Při nové terénní revizi v letech 2014 a 2015 bylo nalezeno několik nových dokumentačních vzorků v materiálu pocházejícím z úpravy silniční komunikace vedoucí k patě hráze vodní nádrže Mohelno. Natrolit z tohoto nálezů tvoří až 15 mm mocnou výplň trhlín složenou z tenkých jehlicovitých krystalů o délce až 1 cm. Krystaly narůstají na horninu pod úhlem 20 - 45°. Tato skutečnost dokumentuje mladé tektonické pohyby na těchto puklinách. Jako nejmladší výplň nasedají na natrolit 1 - 5 mm velké klencové krystaly nažloutlého kalcitu. Druhou, nenápadnou formu natrolitu z tohoto výskytu, představuje tenká krusta narůstající na starší thomsonit-Ca. Tento natrolit druhé generace tvoří mikroskopické tetragonální jehlicovité krystaly prorůstající se s thomsonitem druhé generace (obr. 4 a 11).

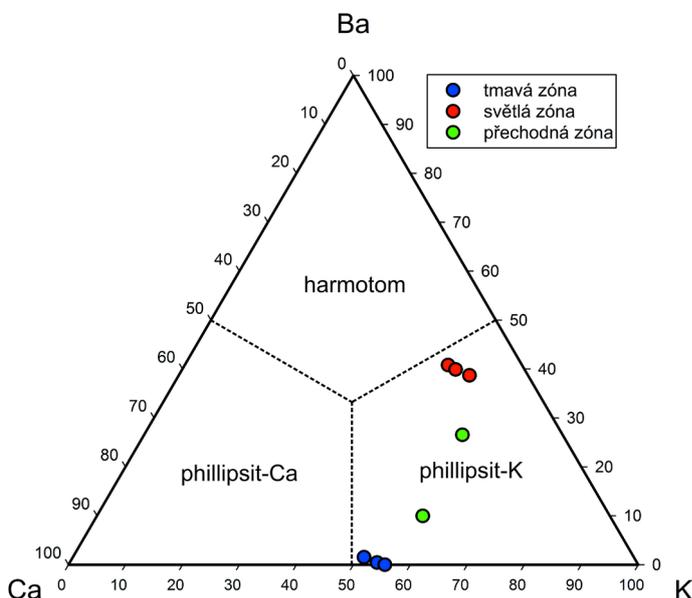
Historické nálezy natrolitu z Biskoupek (sběr O. Svoboda) jsou vázané stejně jako v Mohelně na pukliny gabrodioritů. Výchozy těchto hornin byly nově ověřeny na dvou místech v okolí obce, ale zeolity se i přes opakované terénní práce nepodařilo v těchto horninách nově nalézt. Natrolit na těchto ukázkách vytváří nedokonale vyvinuté bílé krystaly tlustě sloupcovitého habitu. Krystaly mají dobře vyvinuté plochy prizmatu $\{110\}$, zatímco terminální zakončení často chybí. Na některých vzorcích mají



Obr. 7 Krystaly phillipsitu-K o velikosti do 3 mm v asociaci s analcím a kalcitem z Mohelna - Bliemsriederův lom; foto J. Toman.



Obr. 8 Krystal phillipsitu-K s dobře patrnou chemickou nehomogenitou - reliktní $K > Ca$ fáze (tmavá) zatlačovaná $K > Ba$ fází (světlá); foto J. Toman.



Obr. 9 Znárodnění bodových analýz phillipsitu-K z Mohelna - Bliemsriederův lom v klasifikačním diagramu phillipsit-harmotomové řady.

agregáty natrolitu až „voštinovitý“ charakter (obr. 5). Krystaly dosahují velikosti až 3 cm. Natrolit je na vzorcích v asociaci s prehnitem, na který narůstá. Nově byl natrolit nalezen v 15 cm mocné a přibližně 1.8 m dlouhé žíle oligoklasitu odkryté v malém zašlém lůmku, jižně od obce (obr. 1). Natrolit tvoří drobný shluk na jedné z četných úzkých puklin procházejících napříč touto žílou. Vyskytuje se jako nenápadné až 17 mm dlouhé lištovité krystaly bílé barvy a skelného lesku (obr. 6). Krystaly jsou silně zploštělé, vzhledem připomínající natrolit z Mohelna - Bliemsriederova lomu. Z hlediska složení jsou všechny studované vzorky vesměs totožné. Stejně jako u předchozího analcimu je natrolit chemicky homogenní a kationtová pozice je plně obsazena Na. Obsah jiných prvků nebyl potvrzen ani u natrolitu druhé generace prorůstajícího s mladším thomsonitem-Ca. Reprezentativní chemické složení je uvedeno v tabulce 2. Poměry Si/Al (1.48; 1.51) a T_{Si} (0.60) u měřených vzorků dobře korelují se středními hodnotami pro tento minerál udávanými v literatuře (Tschernich 1992; Coombs et al. 1997). Hodnota E% je v rozsahu od -0.50 do 1.02 a odpovídá přípustnému roz-

sahu pro skupinu zeolitů (Deer et al. 2004). Průměrný empirický vzorec studovaných natrolitů lze vyjádřit jako $Na_{1.99}[Al_{2.00}Si_{3.00}]_{\Sigma 5}O_{10} \cdot 2H_2O$.

Rentgenová prášková data natrolitu z obou lokalit (tab. 6 a 7) odpovídají uváděným údajům; zpřesněné parametry jejich základních cel jsou v tabulce 8 porovnány s publikovanými údaji pro tuto minerální fázi.

Phillipsit-K

Minerál phillipsit-harmotomové série byl potvrzen pouze na dvou historických vzorcích z Mohelna - Bliemsriederova lomu, na lokalitě Biskoupy nebyl dosud nalezen. Jedná se o nejvzácnější zeolit v asociaci. Tvoří bílé krystaly na puklině gabrodioritu spolu s analcimem a starším kalcitem o velikosti 1 mm, vzácně až 3 mm (obr. 7). Krystaly tvoří dvojčatné srůsty morvenitového typu, který je u minerálů phillipsit-harmotomové skupiny běžný (Tschernich 1992). Z klasifikačního hlediska se jedná o phillipsit-K, jelikož dominantním prvkem v kationtové pozici je draslík, který převládá nad dále zjištěným Ca, Ba a Sr. V BSE obraze se phillipsit jeví silně nehomogenní (obr. 8), lze zde rozlišit tmavé partie bohatší Ca a naopak

Tabulka 9 Rentgenová prášková data phillipsitu-K z Mohelna

<i>h</i>	<i>k</i>	<i>l</i>	<i>d_{obs}</i>	<i>I_{obs}</i>	<i>d_{calc}</i>	<i>h</i>	<i>k</i>	<i>l</i>	<i>d_{obs}</i>	<i>I_{obs}</i>	<i>d_{calc}</i>	<i>h</i>	<i>k</i>	<i>l</i>	<i>d_{obs}</i>	<i>I_{obs}</i>	<i>d_{calc}</i>
-1	0	0	8.116	60	8.135	0	4	2	2.531	15	2.532	3	5	1	1.7246	1	1.7243
0	2	0	7.153	100	7.158	0	6	0	2.3857	9	2.3860	2	5	2	1.7175	11	1.7179
-1	1	1	7.101	54	7.102	3	3	0	2.3573	8	2.3577	-5	3	4	1.7141	12	1.7138
0	1	1	6.383	77	6.408	0	2	3	2.2664	3	2.2659	-2	8	1	1.6828	3	1.6833
1	2	0	5.364	10	5.374	-2	4	3	2.2601	3	2.2592	-5	0	5	1.6365	4	1.6360
0	2	1	5.030	31	5.064	2	4	1	2.2521	4	2.2516	-5	4	1	1.6289	2	1.6285
-2	0	1	4.943	17	4.961	-4	2	3	2.2276	9	2.2312	4	3	1	1.6149	1	1.6144
-2	1	1	4.670	2	4.687	3	4	0	2.1630	1	2.1614	-6	2	3	1.6113	3	1.6112
1	0	1	4.294	37	4.295	-2	6	1	2.1527	13	2.1502	3	6	1	1.6015	1	1.6012
-1	3	1	4.126	28	4.122	-3	2	4	2.0769	2	2.0788	-5	2	5	1.5947	3	1.5949
1	1	1	4.105	58	4.114	3	2	1	2.0676	2	2.0678	-3	8	2	1.5655	1	1.5650
-2	2	1	4.080	55	4.077	-2	5	3	2.0416	3	2.0419	-5	5	1	1.5410	6	1.5412
2	1	0	3.908	13	3.913	4	0	0	2.0342	2	2.0338	1	2	4	1.5352	7	1.5344
1	2	1	3.688	3	3.683	-4	1	4	2.0262	3	2.0245	-5	6	2	1.5161	<1	1.5164
0	4	0	3.581	3	3.579	4	1	0	2.0119	1	2.0136	-1	3	5	1.4949	<1	1.4946
2	2	0	3.539	9	3.537	1	0	3	2.0017	5	2.0029	-2	7	4	1.4841	2	1.4842
0	1	2	3.473	14	3.476	1	5	2	1.9835	1	1.9832	-6	2	1	1.4671	2	1.4663
-1	3	2	3.197	44	3.200	-4	4	3	1.9631	9	1.9634	-5	6	1	1.4524	<1	1.4515
1	3	1	3.189	59	3.192	-4	4	1	1.9581	12	1.9584	-4	7	4	1.4453	3	1.4461
-3	2	1	2.932	12	2.935	-5	1	3	1.9502	5	1.9488	-1	4	5	1.4408	3	1.4407
2	0	1	2.897	1	2.897	-2	6	3	1.8445	2	1.8458	-3	9	1	1.4258	2	1.4260
-2	1	3	2.850	4	2.854	0	5	3	1.8352	3	1.8342	1	10	0	1.4097	1	1.4100
-1	4	2	2.756	17	2.755	-2	7	2	1.8289	7	1.8292	-7	1	4	1.4045	10	1.4045
-1	5	1	2.706	18	2.702	-5	3	3	1.8184	1	1.8187	-2	6	5	1.3783	2	1.3781
-2	2	3	2.698	40	2.698	3	6	0	1.7905	5	1.7913	-3	3	6	1.3772	2	1.3770
-3	1	3	2.679	55	2.679	0	1	4	1.7782	9	1.7777	-5	7	4	1.3664	5	1.3664
-3	3	2	2.674	64	2.673	-5	2	1	1.7711	12	1.7718	1	10	1	1.3584	1	1.3581
1	2	2	2.570	3	2.567	3	0	2	1.7363	2	1.7363						

Tabulka 10 Parametry základní cely phillipsitu (pro monoklinickou prostorovou grupu $P2_1/m$)

	tato práce	Gatta et al. (2009)	Pauliš et al. (2014a)	Pauliš et al. (2014b)
<i>a</i> [Å]	9.922(1)	9.9238(6)	9.917(4)	9.929(9)
<i>b</i> [Å]	14.316(2)	14.3145(5)	14.314(8)	14.295(9)
<i>c</i> [Å]	8.740(1)	8.7416(5)	8.737(4)	8.746(9)
β [°]	124.9(2)	124.920(9)	124.920	125.0(4)
<i>V</i> [Å ³]	1017.9(3)	1018.2	1016.9(9)	1016(2)

světlé partie s vyšším obsahem Ba (obr. 9). Tmavé partie jsou lemovány nevýraznou přechodnou zónou, kde je poměr těchto prvků přibližně vyrovnaný. Tmavé partie s $K > Ca$ představují starší reliktní fázi krystalizace phillipsitu, která je výrazně zatlačována mladší $K > Ba$ fází, kde Ba substituuje ve struktuře za Ca. Z dalších prvků byly zjištěny stopové obsahy Sr a Ti nahrazujícího Si v tetraedrické pozici. Reprezentativní složení obou zón phillipsitu je uvedeno v tabulce 2. Poměr Si/Al (1.92) a T_{Si} (0.66) odpovídá středním hodnotám popsaných v literatuře (Tschernich 1992). Hodnota $E\%$ (-1.80; -7.18) je v přípustném rozsahu pro danou minerální skupinu (Deer et al. 2004). Empirický vzorec phillipsitu-K lze zapsat ve formě $K_{2.03}Ca_{1.74}Ba_{0.02}Sr_{0.01}[Al_{5.47}Si_{10.50}]_{\Sigma 15.97}O_{32} \cdot 12H_2O$ (reliktní zóna - $K > Ca$) nebo $K_{1.87}Ba_{1.54}Ca_{0.45}[Al_{5.43}Si_{10.44}Ti_{0.02}]_{\Sigma 15.89}O_{32} \cdot 12H_2O$ (mladší fáze - $K > Ba$).

Určení phillipsitu-K bylo potvrzeno i pomocí rentgenové práškové difrakce (tab. 9); zpřesněné parametry jeho základní cely jsou v tabulce 10 porovnány s publikovanými údaji pro tuto minerální fázi.

Thomsonit-Ca

Thomsonit-Ca byl určen na muzejním vzorku A4002 (sběr J. Kotlík) a také na nově sbíraném materiálu (tab. 1) v zářezu příjezdové komunikace na lokalitě Mohelno. V Biskoupkách se tento zeolit nevyskytuje. Thomsonit-Ca byl zjištěn ve dvou generacích. Starší generace tvoří křídově bílé vláknité agregáty narůstající na pukliny alterovaného gabrodioritu (obr. 10). Jednotlivá vlákna jsou mírně zahnutá, to ukazuje na krystalizaci během drobných tektonických pohybů na puklinách, stejně jako v případě natrolitu. Mocnost thomsonitové výplně dosahuje až 11 mm. Na tento starší thomsonit-Ca nasedá tenká krusta druhé generace natrolitu a thomsonitu-Ca (obr. 11). V BSE obraze se jeví první generace silně homogenní, zatímco druhá generace představuje jemnou síť nepravidelně orientovaných jehlicovitých krystalů (obr. 11). Chemické složení obou forem thomsonitu-Ca je shodné (tab. 2). V kationtové pozici je dominantním prvkem Ca, zastoupen je také Na v běžných obsazích (Deer et al. 2004). Stroncium je ve studovaném thomsonitu-Ca zastoupeno pouze ve stopovém množství (0.06 *apfu*). Zjištěný poměr Si/Al (1.14) a T_{Si} (0.53) lze zařadit mezi střední hodnoty stanovené pro tento zeolit (Tschernich 1992; Coombs et al. 1997). Hodnota $E\%$ je -1.89 a odpovídá rozsahu udávanému v literatuře (Deer et al. 2004). Průměrný empirický vzorec thomsonitu-Ca lze vyjádřit jako $Ca_{1.73}Na_{1.99}Sr_{0.06}[Al_{4.67}Si_{5.31}]_{\Sigma 9.98}O_{20} \cdot 6H_2O$.

Rentgenová prášková data thomsonitu-Ca (tab. 11) odpovídají uváděným údajům; zpřesněné parametry jeho základní cely jsou v tabulce 12 porovnány s publikovanými údaji pro tuto minerální fázi.

Prehnit

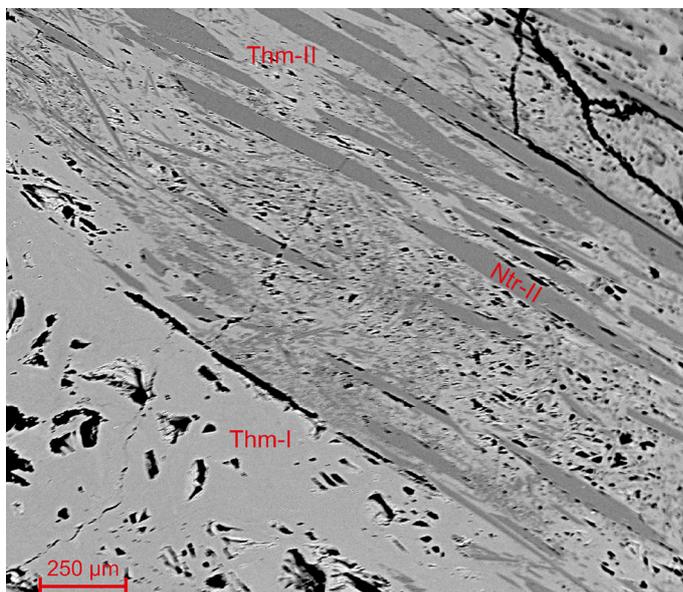
Na studovaných vzorcích se zeolity z Mohelna nebyl dosud potvrzen. Ve sbírce MZM Brno jsou uloženy dvě ukázky prehnitu z Bliemsriederova lomu, představované tenkými (4 mm) žilkami žlutohnědého prehnitu. Genetický a sukcesní vztah žilek a zeolitové mineralizace není na jejich základě možné stanovit.

Na lokalitě Biskoupy se jedná o nejstarší minerál v asociaci se zeolity. Vytváří tenké světlé

růžové povlaky a kůry na ploše až několik desítek cm^2 . Tyto kůry jsou složeny z drobných srostlic tabulkovitých krystalů do velikosti 1 mm. Při pozorování v BSE obraze je homogenní, jde o chemicky čistý prehnit bez příměsí jiných prvků (tab. 2). Jeho určení bylo potvrzeno i pomocí rentgenové práškové difrakce (tab. 13); zpřesněné parametry jeho základní cely jsou v tabulce 14 porovnány s publikovanými údaji pro tuto minerální fázi.



Obr. 10 Jemně vláknitý thomsonit-Ca z Mohelna - zářez komunikace (dva pohledy na tentýž vzorek), velikost vzorku 95 x 52 x 40 mm; foto J. Toman.



Obr. 11 Starší thomsonit-Ca (Thm I) porostlý mladší „krustou“ natrolitu (Ntr II) a thomsonitu-Ca (Thm II); BSE foto R. Škoda.

Tabulka 14 Parametry základní cely prehnitu (pro ortorombickou prostorovou grupu Pnmc)

	tato práce	Papike, Zoltai (1967)
a [Å]	4.638(2)	4.646(2)
b [Å]	5.478(1)	5.483(2)
c [Å]	18.471(4)	18.486(5)
V [Å ³]	469.3(3)	470.91

Diskuse a závěr

Oblast západomoravského moldanubika je významným regionem s četnými výskyty zeolitové mineralizace. Mezi historicky známé výskyty náleží i studované lokality Mohelno a Biskoupky. Dosud však chyběla detailnější revize těchto zeolitů pomocí moderních analytických metod. Celkem zde byly zjištěny čtyři minerály ze skupiny zeolitů. Jedná se o analcim, natrolit, phillipsit-K a thomsonit-Ca. Celkovou paragenézi doplňuje prehnit (Biskoupky) a kalcit (Mohelno). V případě thomsonitu-Ca z Mohelna, se jedná o jeden z mála ověřených výskytů na Moravě. O jeho možné přítomnosti se zmiňuje už Němec (1937), avšak bez detailnějšího studia jej označuje jako minerál gonnardit-thomsonitového charakteru. Dosud byl prokazatelně určen pouze v křemitém oligoklasitu na lokalitě Věžná II v asociaci s prehnitem, natrolitem, Ba-phillipsitem (Černý 1965; Pauliš et al. 2015) a na Tempelštejně (Hrazdil 2001). Přesné sukcesní postavení jednotlivých minerálů a celkový vývoj puklinové mineralizace nelze přesně definovat, vzhledem k omezeným možnostem pozorování v terénu a dostupnosti pouze omezeného množství vzorků s více asociujícími minerály. Na základě zjištěných skutečností lze s určitostí stanovit pouze některé sukcesní znaky:

Mohelno

- 1) analcim krystalizoval před natrolitem, který na něj narůstá
- 2) phillipsit-K>Ca byl zatlačován mladšími Ba fluidy, které vedly k přeměně na phillipsit-K>Ba
- 3) natrolit a thomsonit-Ca se vyskytují ve dvou generacích → mladší druhá generace obou minerálů narůstá na thomsonit-Ca první generace
- 4) kalcit tvoří dvě generace (rozdíl v habitu krystalů) - starší generace tvoří podklad analcimu a phillipsitu-K, zatímco mladší generace narůstá na druhou generaci natrolitu a thomsonitu-Ca (nejmladší minerál puklin)

Biskoupky

- 1) prehnit představuje starší minerální fázi, na níž krystalizoval natrolit

V Mohelně pravděpodobně mineralizace vznikla střídáním různé aktivity složek ve fluidní fázi. Starší sukcesní fáze se vyznačovala hlavně uplatněním Na a K za vzniku analcimu, natrolitu I a phillipsitu-K. V následné fázi krystalizoval z fluid nasycených Ca thomsonit-Ca I. Závěr krystalizace probíhal za stálé přítomnosti Ca a následnému přisunu Na (thomsonit-Ca II, natrolit II a kalcit). Přesnou pozici vstupu Ba do systému nelze přesně stanovit.

V Biskoupkách je starší fáze reprezentovaná prehnitem a tudíž vyšší aktivitou Ca. Mladší generaci představují analcim a natrolit vznikajících z fluid bohatých Na. Primitivní minerální asociace neumožňuje přesnější stanovení PTX podmínek krystalizace. Pouze na základě výskytu prehnitu v Biskoupkách lze odhadnout horní hranici stability dané asociace na cca 400 °C za přítomnosti fluid bohatých H₂O (Liuo 1971). Zeolity následně krystalizovaly za nižších teplot.

Minerální asociace na obou lokalitách odpovídá primitivnímu systému SiO₂-Al₂O₃-CaO-Na₂O s lokálně významným BaO a K₂O (Mohelno). Toto složení odpovídá alteraci bazických plagioklasů a draselných živců při kontaktu s alpskou asociací na puklinách. Alterace byla pravděpodobně zapříčiněna přínosem alkalických fluid (Na) bohatých H₂O, které vedly k albitizaci původních bazických plagioklasů za uvolnění Ca a k rozpadu draselných živců jako zdroji K a Ba. Z takto obohacených fluidních roztoků došlo k následné krystalizaci zeolitů a doprovodných minerálů. Charakteristická je především nízká aktivita SiO₂ ve fluidech (v zeolitové paragenézi chybí křemen), což geochemicky odpovídá prostředí gabrodioritu. Zdrojem Na pro tvorbu natrolitu v žíle oligoklasitu je hydrotermální alterace původních plagioklasů (albit-oligoklas). Tento proces vzniku zeolitů je znám i z výše uvedeného výskytu na lokalitě Věžná II, případně Hrubšice, kde vznikl místo phillipsitu již harmotom s 18 - 19 hm. % BaO (Černý, Povondra 1965).

Studovanou minerální asociaci lze zařadit k alpské paragenézi typu C s vysokým obsahem CaO (Bernard et al. 1981). Výskyt alpské paragenéze je vázán na mladý trhlínový systém v horninách odpovídajících svým charakterem gabru až dioritu, vzácně se vyskytly i na puklinách oligoklasitu. Tyto žilné magmatické horniny představují typický doprovod serpentinitových těles v zájmové oblasti (Hrubšice - Mohelno).

Podobnou mineralizaci se zeolity popisuje Hrazdil (2001) z blízké lokality Tempelštejn, charakteristické hojným výskytem prehnitu. Rozlišuje zde několik asociací alpských žil na základě jejich minerálního obsahu (žily a - d). Zeolitová mineralizace v Mohelně odpovídá žilám asociace „d“ (zeolity bez prehnitu), zatímco výskyt v Biskoupkách, vázaný na gabrodiority, je srovnatelný s typem „b“ (zeolity + prehnit) (srovn. Hrazdil 2001), na trhlínách oligoklasitu byl zjištěn pouze natrolit. Z Tempelštejna je znám také vzácný chabazit-Ca a ojedinělý harmotom, které nebyly na námi studovaných lokalitách nalezeny. Alpská paragenéze typu C s prehnitem a zeolity je známa také z některých dalších výskytů západomoravského moldanubika, především z amfibolitů (Kučera, Novotná 1927; Toman et al. 2014; Pauliš et al. 2015).

Poděkování

Milou povinností autorů je poděkovat R. Škodovi (Přírodovědecká fakulta, MU Brno) za spolupráci při laboratorním studiu, dále M. Novákovi (Přírodovědecká fakulta, MU Brno) a S. Houzarovi (Moravské zemské muzeum) za jejich pomoc při tvorbě rukopisu. Poděkování patří rovněž dvěma recenzentům za kritické zhodnocení článku a připomínky vedoucí k jeho zkvalitnění. Předložená práce vznikla za finanční podpory Ministerstva kultury ČR v rámci institucionálního financování na dlouhodobý koncepční rozvoj výzkumné organizace Moravské zemské muzeum (DKRVO, MK000094862) a výzkumné organizace Národního muzea (DKRVO 2016/02, 00023272).

Literatura

- Bernard J. H., Čech F., Davidová Š., Dudek A., Fediuk F., Hovorka D., Kettner, R., Koděra M., Kopecný L., Němec D., Paděra K., Petráněk J., Sekanina J., Staněk J., Šimová M. (1981) Mineralogie Československa. 1-645, *Academia, Praha*.
- Burkart E. (1953) Moravské nerosty a jejich literatura. Mährens Minerale und ihre Literatur. 1-1008, *Nakl. ČSAV, Praha*.
- Capitelli F., Derebe M. G. (2007) Single crystal X-ray diffraction study of a pure natrolite sample. *J. Chem. Crystallograph.* 37, 583-586.
- Coombs S. D., Alberti A., Artikula G., Collella C., Galli E., Grice D. J., Liebau F., Mandarino A. J., Minuto H., Nickel H. E., Passaglia E., Peacor R. D., Quartieri S., Rinaldi R., Ross M., Sheppard A. R., Tillmanns E., Vezzalini G. (1997) Recommended nomenclature for zeolite minerals: report of the subcommittee on zeolites of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *Can. Mineral.* 35, 1571-1606.
- Černý P. (1965) Thomsonit z Věžné na západní Moravě. *Čas. Mineral. Geol.* 10, 2, 143-146
- Černý P., Povondra P. (1965) Harmotom z desilikovaných pegmatitů u Hrubšic na západní Moravě. *Acta Univ. Carol., Geol.* 1, 31-43.
- Deer A. W., Howie A. R., Wise S. W., Zussman J. (2004) Rock-forming minerals. Framework Silicates: Silica Minerals, Feldspatoids and the Zeolites. 1-982, *The Geological Society, London*.
- Dobretsov N. L., Mísař Z., Popov E. V. (1984) The PT-conditions of equilibrium for some pyrope peridotites and country rocks in the Moldanubian area at Mohelno (Eastern Moravia, Czechoslovakia). *Miner. Slov.* 16, 1, 87-94.
- Dvorský F. (1898) O předních nalezištích nerostů na západní Moravě. *Ann. Mus. Franciscei Brun.* 91-107.
- Fediuková E. (1988) Mantle rocks in the Czechoslovak part of the Bohemian massif. In: *Proceedings of the 1st International Conference on the Bohemian massif*, 64-69. *Czech Geological Survey, Prague*.
- Gatta G. D., Cappelletti P., Rotiroli N., Slobodnick C., Rinaldi R. (2009) New insights into the crystal structure and crystal chemistry of the zeolite phillipsite. *Am. Mineral.* 94, 190-199.
- Hrazdil V. (2001) Minerální asociace alpských žil od Templštejna u Jamolic, západní Morava. *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.* 86, 75-84.
- Hruschka W. (1826) Die Schlucht von Tempelstein. *Mitth. d. m. schl. Gesell., Nr.* 43.
- Karásek J. (1996) Natrolit a prehnit z Mohelna. *Minerál* 4, 2, 115-116.
- Kruťa T. (1966) Moravské nerosty a jejich literatura 1940-1965. 1-379, *Moravské museum, Brno*.
- Kruťa T. (1997) Z mých vzpomínek (18.). *Minerál* 5, 1, 50.
- Kučera B., Novotná B. (1927) Nová naleziště zeolithů na Moravě. *Čas. Morav. zem. Mus.* 25, 214-227.
- Laugier J., Bochu B. (2011) LMGP-Suite of Programs for the Interpretation of X-ray Experiments. <http://www.ccp14.ac.uk/tutorial/lmgp.pristup.duben.2011>.
- Liou J. G. (1971) Synthesis and stability relations of prehnite, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. *Am. Mineral.* 56, 507-531.
- Mazzi F., Galli E. (1978) Is each analcim different? *Am. Mineral.* 63, 448-460.
- Medaris G., Jelínek E. (2004) The Mohelno peridotite: a fragment of suboceanic mantle in the Náměšť granulite. In: *International workshop on petrogenesis of granulites and related rocks (Excursion Guide and Abstract Volume)*, 13-16. *Moravian Museum, Brno*.
- Medaris G., Wang H., Jelínek E., Mihaljevič M., Jakeš P. (2005) Characteristics and origins of diverse Variscan peridotites in the Gföhl Nappe, Bohemian Massif, Czech Republic. *Lithos.* 82, 1-23.
- Mísař Z., Duda J., Holub M., Pokorný J., Weiss J. (1974) The Ransko gabbro-peridotite massif and its mineralization (Czechoslovakia). 1-215, *Univerzita Karlova, Praha*.
- Mísař Z., Dudek A., Jelínek E. (1985) Podmínky vzniku minerálních asociací kontaktních hornin na styku granulitů a ultrabazik v údolí Jihlavy mezi Mohelnem a Biskoupkami. *Unpubl. Report. Faculty of Science.* 11 p. *Praha*.
- Němec D. (1982) Assemblages of fissure minerals in the basic Ransko Massif. *N. Jb. Miner. Abh.* 145, 3, 256-269.
- Němec F. (1937) Mohelno - mineralogie, petrografie a geologie okolí Mohelna; Monografie hadce. *Archiv Svazu pro ochranu přírody a domoviny v zemi Moravskoslezské, 1a*, 1-64. *Brno*.
- Papike J. J., Zoltai T. (1967) Ordering of tetrahedral aluminium in prehnite, $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe}^{(III)})(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})(\text{OH})_2$. *Am. Mineral.* 52, 974-984.
- Pauliš P., Hružek L., Janeček O., Sejkora J., Malíková R. (2014a) Cowlesit a doprovodná mineralizace z vrchu Hackenberg u České Kamenice (Česká republika). *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. (Praha)* 22, 2, 248-260.
- Pauliš P., Hružek L., Janeček O., Sejkora J., Malíková R., Fediuk F. (2014b) Dachardit-Ca a doprovodná mineralizace z Doubice - Vápenky u Krásné Lípy (Česká republika). *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. (Praha)* 22, 1, 3-15.
- Pauliš P., Kadlec T., Jebavá I., Civiš S., Smutný Z. (2011) Mineralogie kamenolomu Bernartice u Dolních Královic. *Minerál* 19, 6, 492-500.
- Pauliš P., Novotný P., Matýsek D. (2015) Nejzajímavější mineralogická naleziště Moravy a Slezska - zeolity a doprovodná mineralizace. 1-124, *Kutná Hora*.
- Pouchou J. L., Pichoir F. (1985) "PAP" ($\phi - \rho - Z$) procedure for improved quantitative microanalysis. In: *Armstrong J. T. (ed.): Microbeam Analysis*, 104-106. *San Francisco Press, San Francisco*.
- Schovánek P., Fediuk F., Klomínský J. (2010) Vznik druhotných amfibolů v ultrabazických a bazických horninách ranského masivu. *Zpr. geol. Výzk. v roce 2009*, 248-252.
- Stahl K., Kvick A., Smith J. V. (1990) Thomsonite, a neutron diffraction study at 13K. *Acta Cryst.* C46, 1370-1373.
- Toman J. (2014) Zeolity z lokalit České republiky ve sbírce Moravského zemského muzea v Brně. *Acta Mus. Moraviae, Sci. Geol.* 99, 1, 3-29.
- Toman J., Sejkora J., Houzar, S. (2014) Revize zeolitů v alpské paragenezi z historické lokality Oslavany (Česká republika). *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. (Praha)* 22, 1, 46-55.
- Tschernich R. W. (1992) Zeolites of the World. 1-563, *Geoscience Press, Phoenix*.
- Urban M. (1988) The chemical and fabric development of granulite at the contact with peridotite SW of Biskoupky, Moldanubian area. *Acta Univ. Carol., Geol.* 2, 161-179.
- Urban M., Mísař Z. (1989) Fold and shear structures of the southeastern Moldanubicum (Czechoslovakia). *Krystalinikum, Contributions to the geology and petrology of crystalline complexes.* 20, 111-130.