

Albitizovaný vulkanoklastický komplex z Padochova u Oslavan (boskovická brázda)

Albitized pyroclastic complex from Padochov near Oslavany (Boskovice Graben)

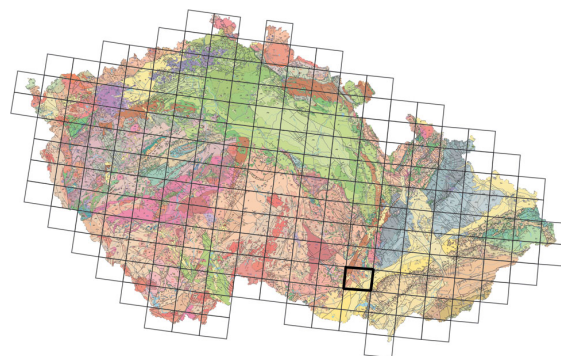
JAKUB JIRÁSEK – DALIBOR MATÝSEK – MARTIN SIVEK

Institut geologického inženýrství, Hornicko-geologická fakulta, Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava, Studentská 15/2172, 708 33 Ostrava-Poruba; jakub.jirasek@vsb.cz, martin.sivek@vsb.cz

Please cite this article as: Jirásek, J. – Matýsek, D. – Sivek, M. (2017): Albitized pyroclastic complex from Padochov near Oslavany (Boskovice Graben). – Geoscience Research Reports, 50, 39–44. (in Czech)

Key words: tuff, pyroclastic rock, Carboniferous, Permian, mineralogy, petrology

Summary: Only very limited number of volcanic and pyroclastic rock occurrences are known from the Boskovice Graben. The newest one was described in 2011 from Padochov near Oslavany (20 km SSW of Brno). It forms a small natural outcrop 700 m S of Padochov and 1,200 m ENE of Oslavany. Stratigraphically it is situated approximately 40 to 85 meters above Coal I seam, slightly below the top of the Rosice-Oslavany Formation, and should be of Upper Carboniferous (Gzhelian) to Lower Permian (Asselian) age. Our investigation proved that the outcrop contains not only fine-grained massive volcanic rock of uncertain origin, but also a greenish rock derived from tuff with lapilli up to a few centimeters large. Such lapilli-tuff in both the direct bottom layer and tuff in the immediate roof have similar mineralogical composition like the massive rock. Massive volcanic rock is composed of very fine-grained



(24-34 Ivančice)

plagioclase (69%) and quartz (29%) matrix (Fig. 2). Accessory phases (Fig. 3) are zircon, apatite, TiO₂ minerals, possibly minerals of the monazite, xenotime, and rhabdophane groups, and secondary baryte. Chemical composition (Table 1) falls within the field of rhyolites (SiO₂ = 76.0% and Na₂O + K₂O = 6.6%) in both TAS classification and Zr/Ti vs. Nb/Y diagram. Low K₂O and high Na₂O content suggests albitization of feldspar, which was also recognized in SEM element mapping (Fig. 2). According to the classification of metamorphic rocks the term tuffaceous adinole can be used for the present state of the rock. We suggest to use the term “albitized pyroclastic complex” for this occurrence, since its true nature is still not clear. Lapilli of size up to several centimetres indicate short distance transport from the source vent.

Boskovická brázda je přibližně 100 km dlouhá a 3–10 km široká struktura, vyplněná stephanskými (gželskými) a autunskými (cisuralskými) sedimenty. Jde o nejlépe zachovanou brázdovitou permokarbonskou strukturu Českého masívu. Tato struktura vznikla na mladovariský aktivním zlomu, který má ovšem starší základ na styku dvou jednotek – lugodanubika a moravosilesika (Jaroš – Malý 2001).

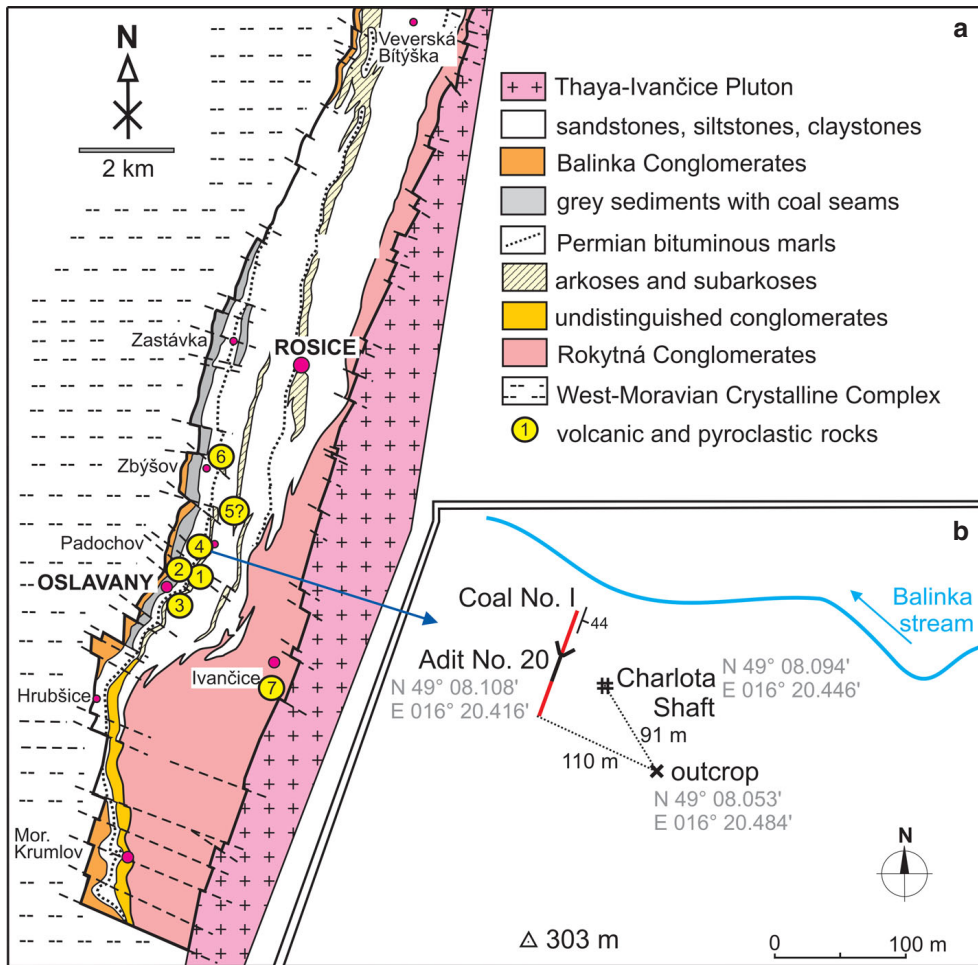
Karbonské a permské sedimenty zde nasedají přímo na západomoravské krystalinikum a sedimentární pokryv brunovistulika. Celková složená mocnost permokarbonských sedimentů dosahuje 5–6 km. Pánev je asymetrická a tektonicky deformovaná. Vnitropáněvní komplex je členěn do čtyř litostratigrafických jednotek: rosicko-oslavanského, padochovského, veverskobítežského a letovického souvrství. Jsou tvořeny převážně cyklicky uspořádanými fluvialními až fluviolakustrinními sedimenty. Rosicko-oslavanské souvrství je uhlonosné, což bylo příčinou zájmu těžařů o tuto pánev již od 18. století (Jaroš – Malý 2001).

Předmětem výzkumu je vulkanoklastický komplex, jehož výchoz objevila H. Gilíková (in Buriánek et al. 2011)

u Padochova nedaleko Oslavan. Na území boskovické brázdy jde o unikátní, v současnosti jedinou přístupnou lokalitu karbonského vulkanismu, která obsahuje i tuffy, příp. tuffity. Cílem práce je podání stratigrafické, mineralogické, petrografické a geochemické charakteristiky výskytu a jeho srovnání s dalšími vulkanity boskovické brázdy.

Vulkanogenní horniny boskovické brázdy

Vulkanické a vulkanoklastické horniny se v boskovické brázdě vyskytují jen ojediněle. Nejstarší záznam publikoval Gartner (1924), který popisuje žílu podobnou mandlovcovému afanitu, objevenou měřičským radou B. Šindýlkem v místě zvaném Na brněnkách. Nachází se asi 550 m jv. od jámy dolu Kukla a 1,3 km j. od Padochova, takže přibližně 1,3 km jz. od námi studovaného výchozu (obr. 1a, bod 1). Žíla je asi 1,5 m mocná. Sedimenty na obou okrajích jsou kontaktně přeměněny v rohovce a rohovcové břidlice. Hornina sama je žlutozelené barvy, silně zvětralá



Obr. 1. a – schematická geologická mapa jižní části boskovické brázd (podle Houzara – Hršelové 2016) s vyznačením přibližné polohy v textu zmiňovaných lokalit; b – orientační mapa výskytu studovaného vulkanoklastického komplexu a nejbližších důlních děl.
Fig. 1. a – schematic geological map of the southern part of the Boskovice Graben (according to Houzar – Hršelová 2016) with approximate locations of occurrences mentioned in the text; b – schematic map of the studied volcanoclastic complex and nearest abandoned mines.

a chloritizovaná. V čerstvějším stavu má tmavošedozelelou až tmavošedou barvu, místy patrnou fluidální stavbu, v horní části pak pórovitou nebo mandlovcovou, s mandlemi vyplněnými kalcitem nebo vylouženými (Gartner 1924). Zapletal (1925) publikoval petrografickou analýzu Gartnerova materiálu. Popisuje ji jako jemnozrnnou horninu složenou ze živců o oligoklas-albitovém až albitovém složení. Akcesoricky se vyskytují apatit, rutil, hematit a epidot. Popisuje také sekundární přeměny jako kalcifikaci, chloritizaci biotitu a epidotizaci plagioklasu. Hornina podle něj náleží ke keratofyřům.

Zapletal a Locker (1930) popisují eruptivní horniny procházející různými horizonty dolu Kukla (obr. 1a, bod 2). Identické výskyty uvádí Zapletal (1931). Zmiňuje světle zelený keratofyr na 8. horizontu dolu Kukla, nedaleko pod povrchovým výskytem popsaným Gartnerem (1924). Na 7. a 5. horizontu téhož dolu popisuje také keratofyry, ale není jasné, zda jde o jednu žílu, nebo různé výskyty. Další keratofyrový mandlovec popisuje z úlomků v oblasti „Pod koblihlem“ na pravém břehu Oslavy, přibližně 2 km j. od námi studovaného výchozu (obr. 1a, bod 3).

Malý (1968) popisuje tři ložní žíly vyvěřelin keratofyrového typu, lokalizované 38 až 80 m v nadloží I. sloje. Byly objeveny v hloubkových úrovních 900–1600 m, jediná z nich pak i na výchozech při levém břehu Neslovického potoka, východně od jeho ústí do Balinky (bohužel není

uvedena bližší lokalizace tohoto výskytu, ale mohlo by jít o severní pokračování námi studované lokality, vzdálené asi 280 m vsv. směrem – obr. 1a, bod 4). Mocnost žil kolísá od 55 do 180 cm. Jde o růžové až růžově šedé horniny s charakteristickým střípkovitým lomem, velkou pevností a četnými puklinami. Směrem ke kontaktu se barva stává tmavší a zrnitost výraznější. Kontakt se sedimenty je velmi ostrý, nepravidelný je pouze ojediněle při počvě. V žíle se nacházejí nepravidelné xenolity zrohovatělých sedimentů. Hornina z XI. patra dolu Nosek je velmi jemnozrnná, průměr zrn je 0,02 mm. Z chemického rozboru vyplývá, že je tvořena plagioklasem (bazicity přibližně oligoklasu) a menším množstvím křemene. Ojediněle jsou lístky chloritizovaného biotitu, idiomorfne omezený apatit, zirkon a kalcit. Anhydrit vyplňuje pukliny. Horninu klasifikuje jako oligoklasit.

Malý (1972) zmiňuje opakující se vulkanické horizonty ve formě ložních žil ve střední oblasti rosicko-oslavanské pánve (obr. 1a, bod 5) v hloubkách 1000–1400 m, které podle něj korespondují s prvními tektonickými projevy postihujícími sedimenty v závěru stephanu. Jejich stratigrafický rozsah uvádí v rozpětí III. sloj – šedá souvrství mezi III. a II. slojí a dále ve vyšším nadloží I. sloje.

Z Dolu Jindřich ve Zbýšově (obr. 1a, bod 6) popisují Králík a Malý (1987) tři typy hornin, označené jako tufogenní sedimenty. Zelenošedý argilitizovaný tufogenní se-



Obr. 2. Studovaný výchoz.
Fig. 2. Investigated outcrop.

diment v mocnosti do 10 cm byl zjištěn 10–15 cm v nadloží III. sloje. Tento horizont byl známý už dříve. Šedozelený tufit o mocnosti 30–50 cm byl zjištěn 20 m v nadloží III. sloje. Zelenošedý argilitizovaný tufogenní sediment v mocnosti do 40 cm byl zjištěn 10 m v nadloží III. sloje. Tento horizont má podle Králíka a Malého (1987) v přímém nadloží horninu blízkou oligoklasitu, ovšem se „znaky chemogenního sedimentu z oblasti pokročilé aridizace permokarbonského klimatu“. Králík a Malý (1987) uvažují také o tom, že silně prouhelněné jílovce I. sloje by mohly (bez bližšího vysvětlení) náležet mezi vulkanoklastika.

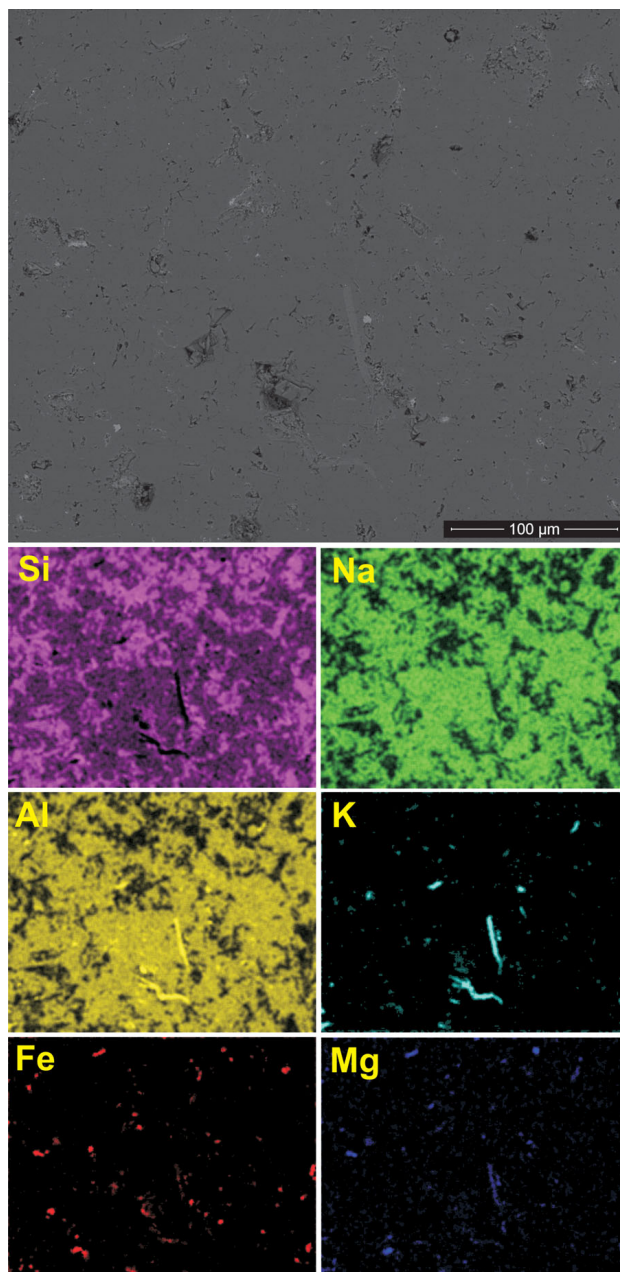
Přichystal (1994) objevil dva výskyty magmatitů, prorážející rokytenské slepence u Budkovic (obr. 1a, bod 7). Jde o nahnědle zelené horniny s mandlovcovou texturou a trachytickou strukturou. Podle chemické TAS klasifikace to jsou v obou případech trachyandezity.

Metody studia

Vzorky byly odebrány z přirozeného výchozu ve spodní části zalesněného svahu, 1200 m vsv. od Oslavan a 700 m zjz. od Padochova, nad zeleně značenou turistickou trasou (obr. 1a, v blízkosti bodu 4). GPS souřadnice jsou N 49° 08.053' E 016° 20.484' (obr. 1b).

Sledování morfologie a chemického složení horniny probíhalo na leštěných nábrusech i lomných plochách za použití autoemisního elektronového mikroskopu FEI Quanta-650 FEG od firmy FEI. Mikrofotografie byly pořízeny pomocí detektoru zpětně odražených elektronů (BSE) v režimu chemického gradientu. Chemické složení minerálů bylo ověřováno pomocí energiově disperzního spektrometru EDAX Galaxy. Mikroskop pracoval za podmínek: napětí 15 kV, proud 8–10 nA, průměr svazku 4,5–6 μm, vakuum s tlakem v komoře nižším než 10^{-3} Pa, pokovení 10 nm vrstvou Cr. Identifikace spektrálních linií byla prováděna s využitím spektrálního rozkladu za použití funkce halographic peak deconvolution. Doba načítání jednotlivých spekter byla 60 s.

Práškové rtg.-difrakční analýzy byly prováděny na



Obr. 3. Snímek nábrusu horniny ve zpětně odražených elektronech a 2D mapy vybraných chemických prvků.

Fig. 3. BSE image of the polished thin section and 2D maps of selected chemical elements.

přístroji Bruker-AXS D8 Advance s $2\theta/\theta$ reflexní geometrií měření, vybaveném polovodičovým silicon strip detektorem LynxEye. Měření probíhalo za podmínek: záření $\text{CoK}\alpha/\text{Fe}$, napětí 40 kV, proud 40 mA, krokový režim s krokem $0,014^\circ 2\theta$, čas na kroku 0,25 s, sumace 3 až 5 měření. Pro měření a kvalitativní vyhodnocení byl použit firemní software Bruker – AXS Diffrac, resp. Diffrac.EVA a databáze difrakčních dat PDF 2/JCPDS, verze 2011. Semikvantitativní vyhodnocení bylo prováděno Rietveldovou metodou, a to pomocí programu Topas, verze 4.2. Vstupní strukturální data byla převzata z Bruker Structural database.

Tabulka 1. Chemické složení vulkanické horniny
Table 1. Chemical compositions of the volcanic rock

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^{TOT}	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TOT/C	LOI	Total
76.03	0.28	12.82	1.79	0.52	0.27	5.72	0.83	0.14	0.08	1.50	99.93
Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Ga	As	Sb	Bi
5	27	0.2	3.8	13.2	2.7	19.6	44	16.7	3.1	0.3	0.3
Rb	Sr	Tl	Se	Y	Zr	Nb	Mo	Sn	Cs	Ba	Hf
51.9	36.2	0.1	0.5	39.3	155.5	18.8	0.2	6	3.5	86	4.6
Ta	W	Th	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
1.3	3.6	17.1	5.5	42.0	96.1	11.5	44.1	9.7	0.9	8.9	1.2
Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Ce/Ce*	Eu/Eu*				
7.6	1.3	3.7	0.5	3.4	0.5	1.06	0.31				

hodnoty hlavních oxidů v hmot. %, další v $\mu\text{g/g}$ (ppm); obsahy Mn, Be, Cd, Ag, Au, Hg, a TOT/S byly pod detekčním limitem; TOT/C – celkový obsah uhlíku, LOI – ztráta žháním;

values of major oxides are given in wt.% and other values in $\mu\text{g/g}$ (ppm); values of Mn, Be, Cd, Ag, Au, Hg, and TOT/S were below the detection limit; TOT/C – total carbon content, LOI – loss on ignition

Celkový chemismus horniny byl stanoven v laboratořích společnosti Bureau Veritas Mineral Laboratories ve Vancouveru v Kanadě. Vzorek o hmotnosti přibližně 100 g byl podrcen, rozemlet na zrnitost 200 mesh a zredukován kvarcováním. Mletý vzorek o zrnitosti 200 mesh byl pro analýzu běžných oxidů rozpuštěn v lučavce královské (95 °C) a analyzován metodou ICP-OES. Další prvky byly zjišťovány na podílu vzorku, který prošel rozkladem tavením s borátem lithným a vyloužením kyselinou dusičnou (5 %) a byl analyzován metodou ICP-MS. Obsah uhlíku a síry byl měřen analyzátozem LECO. Ztráta žháním byla zjišťována rozdílem hmotnosti před a po žháním na 1000 °C. Velikosti Ce a Eu anomálií byly vypočítány podle vztahu $\text{Ce/Ce}^* = \text{Ce}_N/\sqrt{(\text{La}_N \cdot \text{Pr}_N)}$ a $\text{Eu/Eu}^* = \text{Eu}_N/\sqrt{(\text{Sm}_N \cdot \text{Gd}_N)}$.

Výsledky

Vulkanogenní těleso tvoří ve výchozu přibližně 2 m mocnou polohu (obr. 2), uklánějící se pod úhlem 30° jihovýchodním směrem. Jde o velmi jemnozrnnou masivní, kostičkovitě se rozpadající horninu nazelenalé, narůžovělé až šedé barvy. Místo je patrný náznak fluidální textury. Tato zjištění odpovídají údajům Buriánka et al. (2011). Nově byla kromě výše uvedené masivní vulkanické horniny zjištěna také popelová vulkanoklastika s litoklasty o velikosti do několika centimetrů. Pyroklastika se vyskytují jak v podloží masivní horniny, tak také v jejím přímém nadloží, kde jsou vyvinuty velmi jemnozrnné horniny (popelové tufity?) s identickým složením albit > křemen ± slída ± chlorit. U masivní horniny, tvořící hlavní část výchozu, nelze s jistotou říci, zda jde o výlev, litifikovanou akumulaci tufu bez sedimentárních příměsí, nebo méně pravděpodobně o velkou vulkanickou bombu.

Stratigrafická pozice výchozu byla orientačně určena podle vzdálenosti od průmětu výchozu sloje I podle Čepka (1942) na úrovni cca 248 m n. m., přibližně potvrzeného

polohou ústí štoly č. 20. Vulkanit se nachází asi 40–85 m nad I. slojí, tedy ještě pod stropem rosicko-oslavanského souvrství v „šedých“ sedimentech. To potvrzuje i geologická mapa a vysvětlivky Buriánka et al. (2011). Přímé nadloží a podloží vulkanoklastického horizontu nejsou na výchozu patrné z důvodu výrazně nižší odolnosti okolních sedimentů proti erozi a vegetačnímu pokryvu. V nejbližším okolí jde o šedé písčité prachovce a jemnozrnné písčivce.

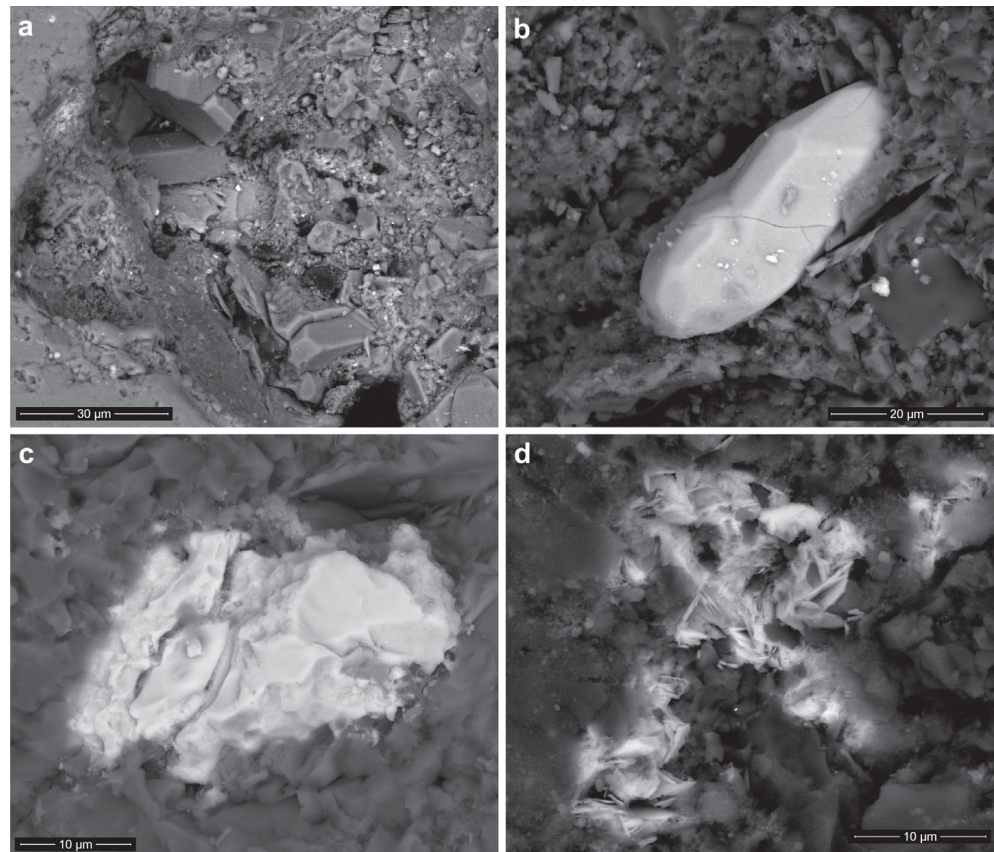
Studium výbrusů pomocí optické mikroskopie nedává vzhledem k extrémní jemnozrnnosti dostatečnou představu o složení horniny. Základní informaci o mineralogickém složení poskytly preparáty analyzované práškovou rentgenovou difrakcí. Převažujícím minerálem horniny je albit (69 %), následovaný křemenem (29 %), muskovitem (1 %) a hematitem (1 %). Hornina, při zanedbání pravděpodobných postvulkanických alterací, spadá podle klasifikace IUGS (schéma QAPF, LeMaitre 2002) do pole alkalicko-živcového ryolitu. Textura horniny je afanitická. Představu o mikrostruktuře horniny nejlépe poskytují obrázky z plošného mapování obsahu jednotlivých prvků na nábrusu (obr. 3). Detailnější mineralogické poznatky byly získány při studiu nábrusů i přírodních lomných ploch horniny pomocí elektronové mikroskopie. Ukazují, že hornina je tvořena intimním prorůstáním zrn albitu a křemene. Ostatní minerály vytvářejí v tomto materiálu pouze inkluze nebo krystalují v drobných (do 0,25 mm) pórech a dutinách s krystaly albitu o velikosti do 25 μm na stěnách (obr. 4a).

Na nábrusech a lomných plochách masivní vulkanické horniny byla pozorována řada akcesorických minerálů, vytvářejících zrna do 50 μm . Jde o zirkon (obr. 4b), apatit a minerály skupiny TiO₂. Zajímavou skupinou zjištěných minerálů jsou fosfáty vzácných zemin a yttria (obr. 4c), pravděpodobně minerály ze skupiny monazitu nebo rabdofánu a xenotim. Jednoznačně sekundárního původu je baryt (obr. 4d).

Vzorek masivní horniny (bez lapillového tufu) svým

Obr. 4. Vybrané minerální fáze zobrazené zpětně odraženými elektrony. a – krystaly albitu v přírodní dutině horniny, b – prizmatický krystal zirkonu omezený krystalovými plochami, c – zrno fosfátu obsahujícího prvky vzácných zemin, d – agregát tenkých tabulek barytu.

Fig. 4. BSE image of the selected mineral phases. a – albite crystals in a vug of the rock matrix, b – faceted prismatic zircon, c – grain of uncertain REE-phosphate, d – aggregate of thin tabular baryte crystals.

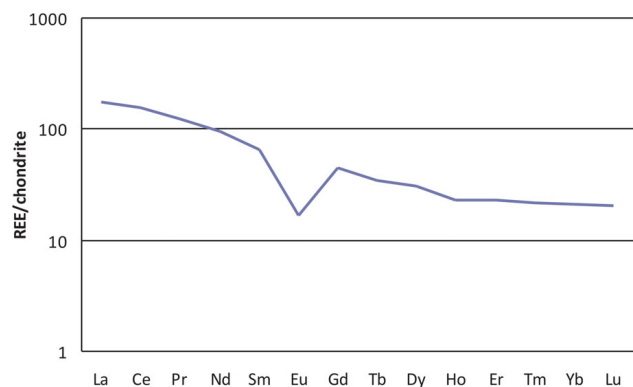


chemickým složením odpovídá podle TAS diagramu (Middlemost 1994) ryolitu ($\text{SiO}_2 = 76,0\%$ a $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,6\%$). Obsahy K_2O (0,83 %) a CaO (0,27 %), resp. poměr $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,15), jsou velmi nízké. Vysoký obsah Na_2O oproti CaO a K_2O ukazuje na sekundární alterace (albitizaci). To potvrzují i výsledky prvkového mapování (obr. 3), kdy nebyl zjištěn jiný plagioklas než prakticky čistý albit a horninu tvoří velmi jemnozrnný agregát albitu a křemene. Vzhledem k sekundárnímu ovlivnění horniny je korektnější použití klasifikací založených na málo mobilních stopových prvcích než TAS diagramu. Při použití poměrů Zr/Ti vůči Nb/Y (Pearce 1996) náleží studovaný vzorek také k ryolitům.

Celkový obsah REE je 231,5 ppm (tab. 1), obsah LREE 213,24 ppm, HREE = 18,24 ppm, HREE + Y = 57,56 ppm. Chondritem normalizovaná distribuční křivka vzácných zemin (obr. 5) vykazuje výraznou zápornou Eu anomálii ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,31$) a značné obohacení LREE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 8,3$; $\text{LREE}/\text{HREE} = 11,7$). Ceriová anomálie nebyla zaznamenána ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1,06$).

Diskuse a závěry

Výchoz albitizovaného vulkanického komplexu, nacházející se v Padochově u Oslavan, představuje unikátní soubor vulkanogenních hornin, nemající v boskovické brázdě obdobu. Jako na jediném místě zde byl popsán výskyt albitizované horniny (alkalicko-živcového ryolitu), která odpovídá dříve uváděným keratofyrům (srovnej Zapletal 1925



Obr. 5. Chondritem normalizované distribuce REE ve vulkanitu z Oslavan. Obsahy REE v chondritech podle McDonough – Sun (1995).

Fig. 5. Chondrite-normalized REE patterns of the Oslavany volcanic rock. Normalization values after McDonough – Sun (1995).

a 1931, Malý 1968) a která je v podloží i nadloží doprovázena tufy včetně lapillového tufu. Nelze jednoznačně rozhodnout, zda masivní části tělesa představuje výlev, čistý tuf, nebo jde o velkou vulkanickou bombu. Proto doporučujeme používat pro výskyt termín „albitizovaný vulkanoklastický komplex“. Pro horninu samotnou by bylo možné vzhledem k jejímu mineralogickému a chemickému složení a prokazatelné Na-metasomatóze použít také termín „tufová adinola“, který náleží do klasifikace metamorfovaných hornin (Fettes – Desmonds 2008).

Tato hornina ryolitového složení doplňuje z boskovické

brázdy známé žilné bazické andezity až trachyandezity (Budkovice, Oslavany) a subalkalické dacity z rosických uhelných dolů (Přichystal 1993, 1994). Na základě nálezů lapillů o velikosti prvních centimetrů lze předpokládat, že jde o proximální vulkanoklastika a jejich zdroj je třeba hledat uvnitř pánve nebo blízko jejích okrajů.

Díky obsahu vulkanogenních zirkonů v albitizovaném vulkanoklastickém komplexu je hornina vhodná pro izotopické datování. Jeho výsledky budou předmětem samostatné publikace.

Poděkování. Výzkum byl podpořen Grantovou agenturou GAČR 16-24062S. Děkujeme oběma recenzentům, Vladislavu Rappichovi a Petru Rojíkovi, za kritické připomínky, které vedly ke zkvalitnění rukopisu.

Literatura

- BURIÁNEK, D. – BUBÍK, M. – FRANCŮ, J. – FÜRYCHOVÁ, P. – HAVLÍN, A. – GILIKOVÁ, H. – JANDERKOVÁ, J. – KONEČNÝ, F. – KREJČÍ, Z. – KRUMLOVÁ, H. – KRYŠTOFOVÁ, E. – KUNCEOVÁ, E. – MÜLLER, P. – OTAVA, J. – PALEČEK, M. – PECINA, V. – POUL, I. – SEDLÁČEK, J. – SKÁCELOVÁ, Z. – ŠRÁMEK, J. – PETROVÁ, P. – VERNER, K. – VEČEŘA, J. – VÍT, J. (2011): Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000, list 24-341 Oslavany. – MS Čes. geol. služba. Praha.
- GARTNER, O. (1924): Afanitická žíla z permu boskovické brázdy. – Příroda 17, 409–411.
- HOUZAR, S. – HRŠELOVÁ, P. (2016): Přehled historie výzkumů permokarbonových sedimentů jižní části boskovické brázdy (Část 1. Historie dolování a mineralogie). – Acta Mus. Mor., Sci. geol. 101, 3–32.
- JAROŠ, J. – MALÝ, L. (2001): Boskovická brázda. In: PEŠEK, J., ed.: Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví České republiky, 208–223. – Čes. geol. úst. Praha.
- KRÁLÍK, J. – MALÝ, L. (1987): Tufogenní horniny permokarbonu jižní části boskovické brázdy. In: Sbor. III. konfer. Problematika geologické stavby uhelných ložisek ve velkých hloubkách, 96–101. – ČSVTS, Zbýšov u Brna.
- MALÝ, L. (1968): Keratofyrové žíly v permokarbonu boskovické brázdy. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 1966, 169–170.
- MALÝ, L. (1972): Vývoj karbonu a hlubinná stavba boskovické brázdy. In: HAVLENA, V. – PEŠEK, J. – SPUDIL, J., ed.: Sborník I. uhelné geologické konference katedry ložiskové geologie přírodovědecké fakulty Karlovy university v Praze, 195–209. – Přírodověd. fak. Univ. Karl. Praha.
- MCDONOUGH, W. F. – SUN, S. S. (1995): The composition of the Earth. – Chem. Geol. 120, 223–253.
- MIDDLEMOST, E. A. K. (1994): Naming materials in the magma/igneous rock system. – Earth. Sci. Rev. 37, 215–224.
- PEARCE, J. A. (1996): A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: WYMAN, D. A., ed.: Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration, 79–113. – Geol. Assoc. Canada, Short Course Notes, 12, Winnipeg.
- PŘICHYSTAL, A. (1993): Vulkanismus v geologické historii Moravy a Slezska od paleozoika do kvartéru. In: PŘICHYSTAL, A. – OBSTOVÁ, V. – SUK, M., ed.: Geologie Moravy a Slezska: Sborník příspěvků k 90. výročí narození prof. dr. K. Zapletala, 59–70. – Mor. zem. muz., Sekce geol. věd Přírodověd. fak. Masaryk. univ. Brno.
- PŘICHYSTAL, A. (1994): Nové výskyty magmatických hornin v permu boskovické brázdy. – Geol. výzk. Mor. Slez. v Roce 1993 1, 60–62.
- ZAPLETAL, K. (1925): Keratofyru blížká žíla z permokarbonu oslavanského. – Sbor. Klubu přírodověd. v Brně za rok 1924 7, 78–81.
- ZAPLETAL, K. (1931): K mineralogii, petrografii, ložiskům a geologii západní Moravy. – Sbor. Klubu přírodověd. v Brně za rok 1930 13, 82–92.
- ZAPLETAL, K. – LOCKER, F. (1930): Die Eruptivgänge im Rossitz-Oslawaner Steinkohlengebiete. – Montan. Rdsch. 22(13), 278–280.