

<https://doi.org/10.46861/bmp.28.331>

PŮVODNÍ PRÁCE/ORIGINAL PAPER

Petrografická charakteristika spodnokarbonských ryolitových tufitů z vrtů v lomu Výkleky (moravické souvrství, kulmská pánev Nízkého Jeseníku)

Petrography of Lower Carboniferous rhyolite tuffites from boreholes in the Výkleky quarry (Moravice Formation, Culm basin in the Nízký Jeseník Mts.)

KAMIL KROPÁČ*, DANIEL ŠIMÍČEK, TOMÁŠ LEHOTSÝ A JAROSLAV KAPUSTA

*Katedra geologie, Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého v Olomouci, 17. listopadu 1192/12, 771 46 Olomouc; *email: kamil.kropac@upol.cz*

KROPÁČ K, ŠIMÍČEK D, LEHOTSÝ T, KAPUSTA J (2020) Petrografická charakteristika spodnokarbonských ryolitových tufitů z vrtů v lomu Výkleky (moravické souvrství, kulmská pánev Nízkého Jeseníku). Bull Mineral Petrolog 28(2): 331-338 ISSN 2570-7337

Abstract

Two layers of volcanoclastic rock with thickness 40 and 210 cm were identified in core-samples, obtained by exploration drilling in the Výkleky quarry which was established in Lower Carboniferous sediments of the Moravice Formation (Moravo-Silesian Culm basin in the Nízký Jeseník Mts.). The volcanoclastics are represented by tuffaceous sandstones to tuffaceous conglomerates. These tuffites consist of a mixture of pyroclastic and epiclastic material, mainly fragments of strongly carbonatised porphyritic rhyolite, less of quartz shards, argillitised feldspars (K-feldspar and albitised plagioclase), chloritised biotite leaflets and muscovite. Lithic and mineral fragments are surrounded by lutitic matrix. Volcanic glass was completely replaced by mixture of quartz, alkali feldspars, chlorite and "clay micas" (phengitic illite-muscovite). Chemical composition of albite from rhyolite fragments and tuffite matrix is similar (An_{01-04}), chlorite chemically corresponds to chamosite ($X_{Mg} = 0.39 - 0.47$; $Si = 2.72 - 3.08$ apfu). Pyrite and carbonates (calcite and siderite to Mg-rich siderite) often fills cracks in the rock. Studied volcanoclastic rocks represent products of extrabasinal Lower Carboniferous terrestrial explosive volcanism whose activity probably culminated during the sedimentation of the Moravice Formation.

Key words: rhyolite tuffite, terrestrial volcanism, Moravice Formation, Lower Carboniferous, Culm basin, Nízký Jeseník Mts.

Obdrženo 29. 8. 2020; přijato 20. 10. 2020

Úvod

Na přelomu ledna a února roku 2020 byly průzkumnými vrtnými pracemi v lomu Výkleky u Velkého Újezdu zjištěny dvě polohy vulkanoklastik o mocnosti 40 a 210 cm. Vulkanoklastika jsou zde uložena ve spodnokarbonských kulmských sedimentech moravického souvrství, v jejich bezprostředním podloží a nadloží vystupují černošedé jílovce. Valouny kyselých vulkanitů a vulkanoklastik (tufitů) byly následně sporadicky nalezeny také v petromiktních slepencích, a to nejen ve vrtech, ale i při povrchovém průzkumu v sv. části lomu. Přestože z náleзовé situace nelze kvůli složité tektonice v lomu spolehlivě vyvodit, zda vrty zastihly jeden či dva stratigrafické horizonty vulkanoklastik nebo pouze neprůběžné proplásky, už samotné zjištění přítomnosti pyroklastického materiálu v sedimentech může v budoucnu přinést zajímavé údaje pro studium paleogeografie oblasti či radiometrického stáří. Problematice vulkanoklastických sedimentů v horninách nízkojesenického kulmu se věnoval zejména Kühnel (1965, 1967), dále pak například Přichystal (1987, 1993), Gilíková et al. (2003) a Jirásek et al. (2014). Tato práce přináší výsledky prvotního pet-

rografického studia nového nálezu vulkanoklastik z lomu Výkleky. Detailním popisem vrtných jader, petrografií siliciklastických sedimentů a analýzou sedimentárního prostředí se bude blíže zabývat samostatná publikace kolektivu autorů.

Geologická pozice

Dobývací prostor aktivního lomu se nachází na hranici okresů Přerov a Olomouc cca 500 m sv. od obce Výkleky. Třetířázkový lom je protažen ve směru SV - JZ, v délce zhruba 700 m a šířce 180 m a leží v pravém křídle synklinální struktury. Lomovými stěnami jsou odkryty deskovité až tlustě lavičovitě, středně zrnité až hrubozrné droby s lokálními vložkami drobnozrných slepenců (gravelitů) a podružně jílových břidlic s laminami prachovců (Prokop, Huml 1966). Z regionálně-geologického hlediska je kamenolom součástí moravického souvrství kulmu Nízkého Jeseníku (obr. 1), který tvoří spolu s drahanským kulmem východní část rhenohercynské zóny variscid. Moravické souvrství, jež vystupuje v nadloží hornobenešovského a v podloží hradecko-kyjovického souvrství, vymezil již Patteisky (1929). Jílovými břidlicemi bohaté vrstvy ve

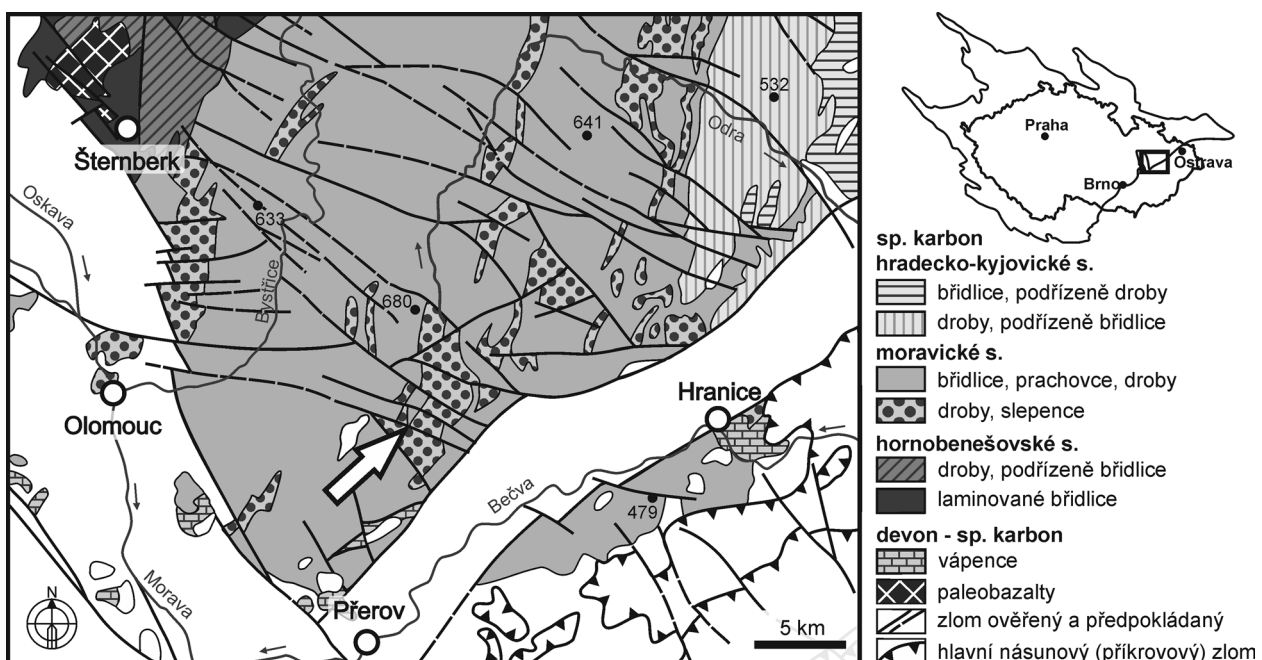
východní části Nízkého Jeseníku tehdy označil jako tzv. moravické posidoniové břidlice. Souvrství je složitým komplexem flyšových sedimentů o mocnosti až 2500 m s převahou tmavošedých prachovo-jílových laminitů a rytmitů. Droby často obsahují vločky petromiktních jemnozrných až hrubozrných konglomerátů (Zapletal et al. 1989). Svrchnovíséské stáří souvrství je paleontologicky doloženo dle goniatitové fauny. Zapletal (1977, 1983) vylučuje na bázi bělské vrstvy, Kumpera (1966) dále vrstvy bohdanovické, cvilínské, brumovické a nejmladší vikstejnské.

Metodika

Leštěné výbrusy V1 a V2 byly zhotoveny z rozřezaného vrtného jádra vrtu 3 (GPS: 49.5622120 N; 17.4904415 E, metráž 11.2 m) a následně mikroskopicky vyhodnoceny. Vzorek V1 představuje výbrus z 12 cm velkého valounu ryolitů v tufitu a V2 reprezentuje vlastní tufity. Pro posouzení procentuálního zastoupení pyroklastické a epiklastické složky ve výbrusu V2 byla provedena semikvantitativní modální analýza (934 bodů). Bazicitá plagioklasů byla ve studovaném materiálu nejprve orientačně určena metodou symetrické zóny v kombinaci s porovnáním indexů lomu vůči sousednímu křemenu. Výbrus tufitu (V2) byl následně napařen uhlíkem a na Katedře geologie PřF UP v Olomouci podroben EDX analýze s pomocí rastrovacího elektronového mikroskopu JEOL JXA-8600 (analytik J. Kapusta). Při analýze bylo použito urychlovací napětí 15 kV, proud svazku 10 nA a následující minerální standardy: K α linie – diopsid (Mg, Ca), mikroklin (Si, K, Al), elementární mangan (Mn), magnetit (Fe), albit (Na), ilmenit (Ti), chromit (Cr). Katodoluminiscenční studium výbrusů V1 i V2 bylo provedeno na stejném pracovišti metodou „studené“ katodoluminiscence s využitím aparatury CITL Mk5-1 (analytik K. Kropáč) za následujících podmínek: akcelerační napětí 20 kV a proud paprsku cca 300 μ A.

Petrografická charakteristika

Studované vulkanoklastické horniny mají charakter tufitických pískovců až konglomerátů. Velikost klastické složky kolísá nejčastěji v rozmezí 0.1 - 4.5 mm, ale výjimečně byly zastíženy i větší litické úlomky s rozměry až 12 cm. Makroskopicky lze v hornině obvykle rozlišit světle šedé, nažloutlé nebo nazelenalé klasty kyselých vulkanitů obklopené temně šedo zelenou okolní hmotou. Ve výbrusu je patrné, že úlomky odpovídají hydrotermálně přeměněným porfyrickým ryolitům (popis viz níže) nebo je tvoří produkty rozkladu skla. Přibližně 61 obj. % těchto úlomků vykazuje zjevné známky opracování. Suboválné a oválné zaoblení je charakteristické pro epiklasty, naopak subangulární a zejména angulární úlomky (~39 obj. %) mohou reprezentovat pyroklastický materiál (vulkanický písek a lapilly). Kromě dominujících porfyrických ryolitů a střípků složených z produktů rozkladu skla (obr. 2a,b) tvoří psamitickou frakci klastického podílu také různě opracované úlomky jednotně zhášejšího křemene, méně polykrystalický křemen, tabulky albitu s polysyntetickým lamelováním, sloupečky apatitu, lupinky chloritizovaného biotitu a sporadicky i muskovitu. Na základě strukturálních znaků, tvaru a omezení zrn, porovnání optických vlastností a dalších charakteristik je možno usuzovat, že značná část minerálních klastů pochází právě z rozpadlých úlomků kyselých vulkanitů. Stejně tak střípky rozloženého skla plně odpovídají základní hmotě ryolitů. Hruběji klastickou složku tufitu obklopuje v mikroskopu špatně průhledná, tmavě hnědá až černozelená základní hmota, která se často sdružuje do chuchvalců (obr. 2c). Skládá se z prachových a jílových částic – drobných zrněk křemene, albitu a K-živce, chloritu a jílových minerálů. Pyroklastický nebo epiklastický původ součástí základní hmoty nelze s jistotou posoudit, předpokládáme však vyšší zastoupení pyroklastického materiálu (vulkanického popela) oproti pískové frakci horniny. V menší míře je v základní hmotě rozptýlen „limonitový“ pigment, drobná zrnka pyritu a titanit. Pyrit místy tvoří i výplně krátkých žilek, trhlin a dutin,

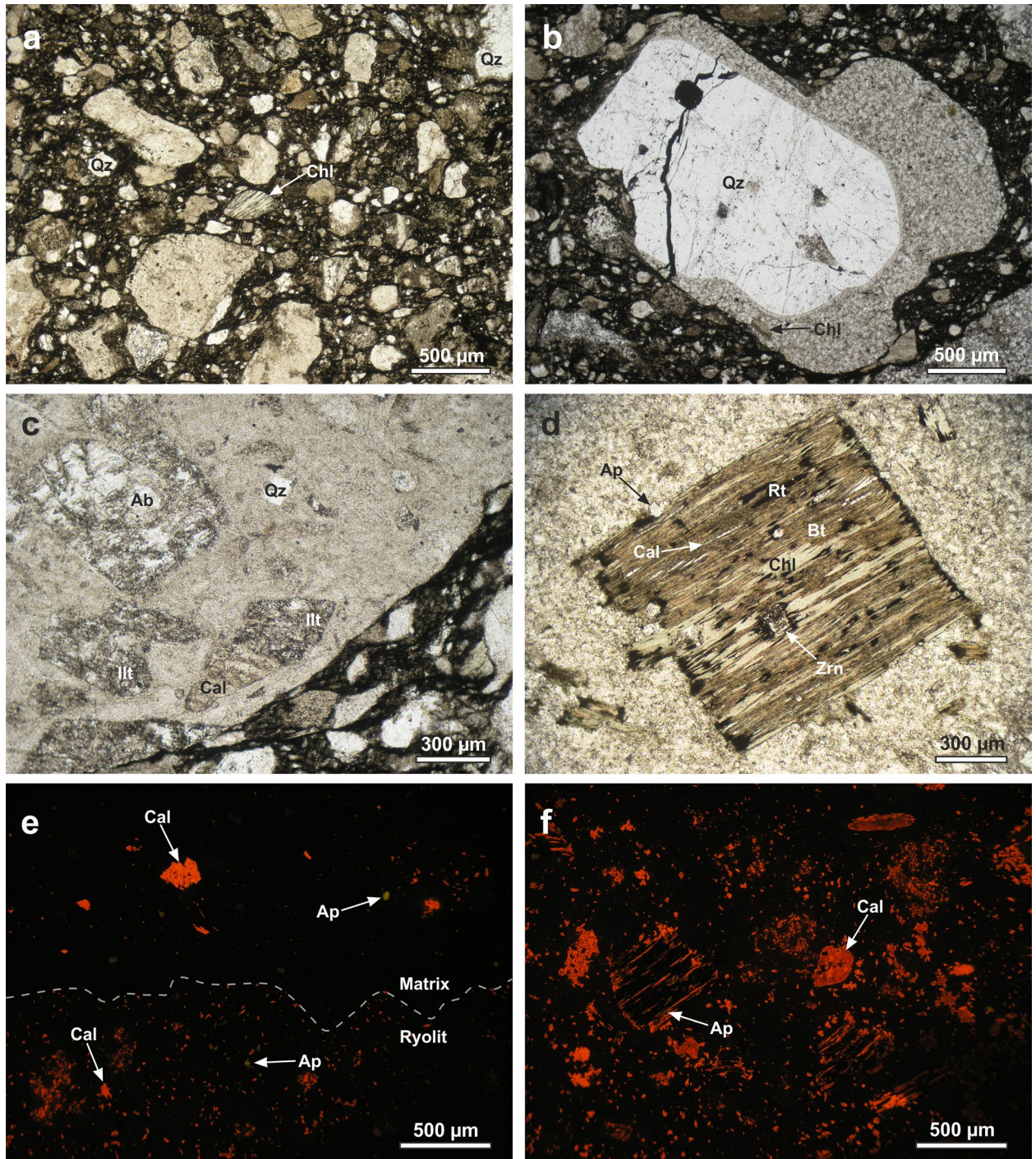


Obr. 1 Geologická pozice lomu Výkleky (označena šipkou) v rámci kulmu Nízkého Jeseníku na schematické mapě moravskoslezského paleozoika v zájmové oblasti (převzato a upraveno z geologické mapy 1 : 500 000; Cháb, Stránil, Eliáš ed. 2007).

podobně jako karbonáty. Původní vulkanické sklo zcela podleho rozkladu (obr. 2a-c).

Struktura úlomků ryolitů je porfyrická s felsitickou mikrostrukturou jemnozrnné až velmi jemnozrnné základní

hmoty. Porfyrické vyrostlice tvoří zejména automorfní až hypautomorfní křemen, hydrotermálně silně přeměněné živce a biotit. Vyroستlice křemene mají velikost do 2.5 mm. Jejich tvar je sloupcovitý, izometrický nebo nepravidelný



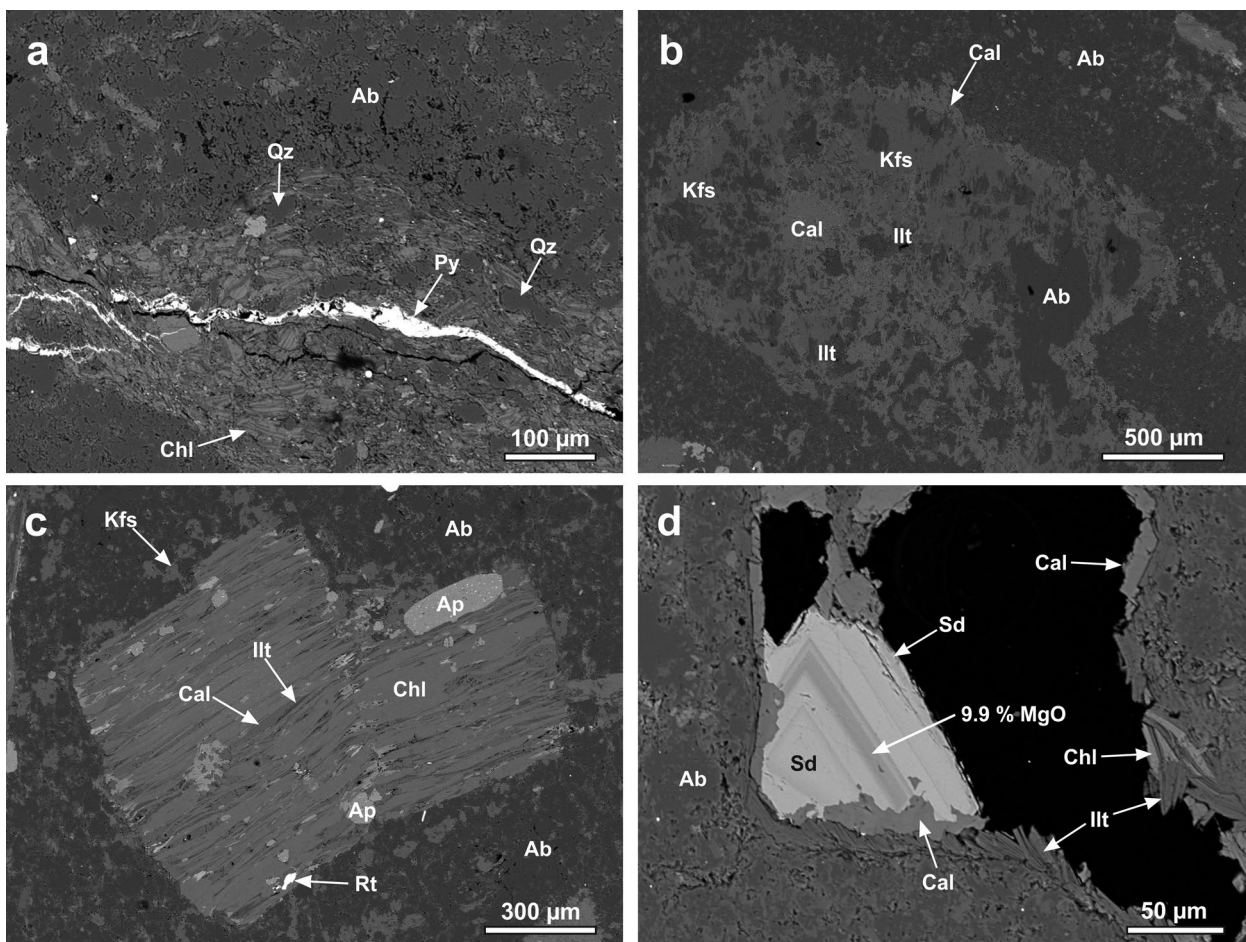
Obr. 2 Minerální asociace a mikrostruktura studovaných ryolitových tuftů. Snímky a-d v lineárně polarizovaném světle (s vysunutým analyzátořem), snímky e,f v katodové luminiscenci. a - psamitická struktura tuftu (V2) tvořená převážně úlomky ryolitu, rozloženého skla a křemene (Qz), uprostřed zorného pole lupenitý agregát chloritu (Chl). b - nedokonale opracovaný klast ryolitu s automorfní vyrostlicí křemene s korozními jevy (V2). c - chuchvalcovité uspořádaní základní hmoty tuftu okolo většího valounu ryolitu s vyrostlicemi albitu (Ab), které jsou silně zatlačovány jílovými minerály (Ill) a kalcitem (Cal). d - automorfní vyrostlice karbonatizovaného, illitizovaného a chloritizovaného biotitu (Bt) s inkluzemi zirkonu (Zrn), apatitu (Ap) a rutilu (Rt) ve valounu ryolitu (V1). e - jasně oranžová fluorescence kalcitu naznačuje pozici karbonatizovaných ryolitových klastů v tuftu (V2), hranici mezi matrix (nahore) a větším valounem ryolitu (dole) zvýrazňuje šedá linie. Sloupečky apatitu vykazují žlutozelenou fluorescenci. f - rozsáhlá karbonatizace vyrostlic i základní hmoty ryolitového valounu (V1). V levé části snímku je dobře patrné pronikání kalcitu s oranžovou fluorescencí po trhlinách illitizovaného a chloritizovaného biotitu, který uzavírá apatit se žlutozelenou fluorescencí.

díky silnému poškození magmatickou korozí. Při pozorování se zasunutým analyzátozem vykazují jednotné zhasnění. Vyrůstlice hydrotermálně alterovaných živců jsou tlustě tabulkovité a dosahují velikosti až 10 mm. Běžným jevem jsou úplné pseudomorfozy směsi jílových minerálů („jílových slíd“) a karbonátu po živci. V zachovalejších vyrůstlicích lze rozpoznat polysynteticky zdvojitý albitizovaný plagioklas, v menší míře je zastoupen K-živce. Biotit tvoří až 1.5 mm velké, automorfně omezené vyrůstlice (obr. 2d) s výrazným pleochroismem (X – okrová, Y / Z – oranžovohnědá). V řezech kolmých na (001) se vyznačuje pseudo-hexagonálním habitem. Po štěpných trhlinách podléhá silné karbonatizaci, illitizaci a chloritizaci doprovázené vznikem oxidů Ti a Fe. Chlorit je světle žlutozelený až sivě zelený, slabě pleochroický a vykazuje anomální levandulově modré interferenční barvy. V pseudomorfozách se také neřídka vyskytuje xenomorfní sekundární titanit a epidot. Alterovaný biotit uzavírá automorfní sloupce i xenomorfní zrna apatitu a zirkonu o velikosti až 200 μm (obr. 2d). Apatit má v katodové luminescenci charakteristickou žlutozelenou fluorescenci (obr. 2e,f). Excitace povrchu vzorku svazkem elektronů zároveň odhaluje rozsah karbonatizace porfyrických vyrostílic i základní hmoty, kdy karbonát (kalcit) jeví jasně oranžovou fluorescenci (obr. 2e,f). V karbonatizované základní hmotě ryolitu převládají xenomorfní zrnka nebo

hypautomorfní tabulky albitu nad izometrickým xenomorfním K-živcem a křemenem. Minerální asociaci doplňují lupínky illitu a chloritu a zrnka pyritu. Vulkanické sklo bylo opět v celém objemu rozloženo.

Chemické složení minerálů

Hydrotermální alterace výrazně ovlivnila chemické složení minerální asociace studovaných hornin. Postiženy byly prakticky všechny minerály s výjimkou stabilních, jako je křemen, apatit či zirkon. Problematické je zejména posouzení původního charakteru a kvantitativního podílu živců. Metodou zhasnění albitových lamel v symetrické zóně byla u plagioklasů ve vzorcích určena bazicita plagioklasu pod 10 mol. % An. EDX analýza identifikovala ve vzorku V2 v klastech ryolitu i v základní hmotě tufitu pouze albitizovaný plagioklas, který svou bazicitou (An_{01-04}) spadá do skupiny alkalických živců (obr. 3a,b; tab. 1). Původní chemické složení biotitu se ve vzorku V2 bohužel nepodařilo určit kvůli silné illitizaci, chloritizaci a karbonatizaci (obr. 3c). Illitizované biotity a „jílové slídy“ v základní hmotě ryolitu se svým chemickým složením nejvíce blíží tzv. fengitickému illit-muskovitu ($\text{Si} = 6.72 - 6.90 \text{ apfu}$; $\text{Al} = 4.39 - 4.65 \text{ apfu}$; $\text{Mg} = 0.52 - 0.67 \text{ apfu}$; $\text{Fe} = 0.25 - 0.38 \text{ apfu}$; $\text{K} = 1.27 - 1.43 \text{ apfu}$; tab. 2). Chlorit lze na základě klasifikace Wiewióry, Weisse (1990) zařadit do skupiny trioktaedrických chloritů ($X_{\text{Mg}} = 0.39 - 0.47$; $\text{Si} = 2.72 - 3.08$



Obr. 3 BSE snímky minerální asociace ryolitového tufitu (V2). a - matrix tufitu obklopující ryolitové i minerální klasty, v základní hmotě vulkanických klastů i v matrix tufitu hojný albit (Ab), křemen (Qz) a chlorit (Chl), ve spodní části snímku pyritové (Py) žilky. b - zatlačování původní vyrůstlice živce v klastu ryolitu novotvořeným K-živcem (Kfs), albitem, jílovými minerály (Illt) a kalcitem (Cal). c - pseudomorfoza karbonátu, jílových minerálů a chloritu po vyrůstlici biotitu s inkluzemi apatitu; d - zonální krystal sideritu (Sd) narůstající na kalcit do menší dutinky v matrix tufitu (část minerální výplně druhotně vydrolena).

apfu; Al = 2.11 - 2.65 apfu; vakance <0.5; tab. 2). V souladu se starší klasifikací Baylisse (1975) se dají označit jako chamosit, respektive chamosit až thuringit (obr. 4a) dle Melky (1965), přičemž v současném pojetí je nutné chápat toto označení spíše jako variety chloritu. Karbonáty

reprezentuje převážně kalcit [$\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Mg}) = 0.94 - 0.99$], pouze na žilkách a v dutinkách byl zaznamenán i zonální siderit s až 8.6 mol. % rodochrozitové komponenty a se zónou Mg-bohatého sideritu [$\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Mg}+\text{Ca}) = 0.64 - 0.80$] (obr. 3d, 4b; tab. 3).

Tabulka 1 Chemické složení živců z ryolitového tufitu (analýzy 1 - 5 pocházejí z klastů porfyrických ryolitů v tufitu, analýza 6 z okolní hmoty tufitu). Obsahy oxidů v hm. %, hodnoty apfu přepočteny na osm atomů kyslíku.

Analýza	1	2	3	4	5	6
Minerál	K-živec	albit	albit	albit	albit	albit
Popis	zákl. hm.	zákl. hm.	vyrostlice	vyrostlice	zákl. hm.	zákl. hm.
SiO ₂	64.47	67.65	68.27	68.1	68.84	66.08
Al ₂ O ₃	18.57	20.39	20.32	19.89	19.84	20.53
MgO	0	0	0	0.06	0.07	0.12
CaO	0	0.81	0.49	0.09	0.04	0.27
FeO	0.09	0.09	0	0.06	0.19	0.38
Na ₂ O	0.28	11.68	11.18	12.02	12.17	11.57
K ₂ O	13.69	0.07	0	0.08	0	0.70
Celkem	97.16	100.69	100.29	100.30	101.15	99.65
Si ⁺⁴	3.019	2.947	2.971	2.972	2.979	2.922
Al ⁺³	1.025	1.047	1.042	1.023	1.012	1.070
Mg ⁺²	0	0	0	0.004	0.005	0.008
Ca ⁺²	0	0.038	0.023	0.004	0.002	0.013
Fe ⁺²	0.004	0.003	0	0.002	0.007	0.014
Na ⁺	0.025	0.986	0.943	1.017	1.021	0.992
K ⁺	0.818	0.004	0	0.004	0	0.039
Catsum	4.890	5.025	4.980	5.027	5.026	5.059
Or	97.0	0.4	0.0	0.4	0.0	3.8
Ab	3.0	95.9	97.6	99.2	99.8	95.0
An	0.0	3.7	2.4	0.4	0.2	1.2

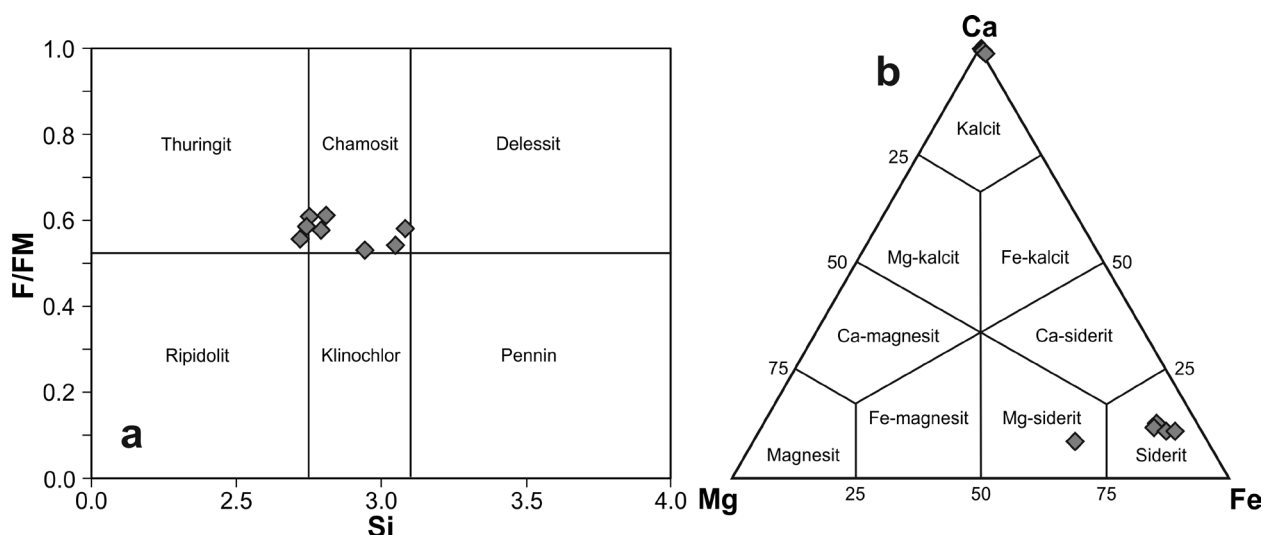
Tabulka 2 Chemické složení vybraných fylosilikátů z ryolitového tufitu (analýzy 1 - 9 pocházejí z klastů porfyrických ryolitů v tufitu, analýza 10 z okolní hmoty tufitu). Obsahy oxidů v hm. %, hodnoty apfu přepočteny na 22 (fengitický illit-muskovit) a 14 (chlorit) atomů kyslíku.

Analýza	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Minerál	illit-mus.	illit-mus.	illit-mus.	illit-mus.	chlorit	chlorit	chlorit	chlorit	chlorit	chlorit
Popis	pseud.	pseud.	zákl. hm.	dutina	pseud.	pseud.	pseud.	zákl. hm.	zákl. hm.	zákl. hm.
SiO ₂	49.95	50.47	51.67	48.73	24.90	28.41	27.52	25.39	25.07	29.15
TiO ₂	0.10	0	0	0.10	0	1.27	0	0	0	0.09
Al ₂ O ₃	28.61	28.51	27.92	28.63	19.84	16.70	17.41	19.77	20.42	21.00
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0.11	0	0	0	0	0
MgO	2.60	3.36	2.99	2.52	11.65	12.71	14.08	10.62	10.92	10.13
CaO	0	0	0	0.10	0.06	0.76	0.12	0	0	0
MnO	0.06	0	0	0	0	0.18	0.20	0.32	0.28	0.24
FeO	2.21	3.37	2.55	3.13	29.39	26.59	28.39	29.62	29.63	24.76
Na ₂ O	0	0.20	0.14	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	7.27	7.75	8.41	7.65	0	0	0	0	0	1.38
Celkem	90.80	93.66	93.68	90.86	85.95	86.62	87.72	85.72	86.32	86.75
Si ⁺⁴	6.823	6.758	6.898	6.718	2.744	3.050	2.944	2.808	2.752	3.081
Ti ⁺⁴	0.010	0	0	0.010	0	0.103	0	0	0	0.007
Al ⁺³	4.607	4.499	4.393	4.652	2.578	2.113	2.196	2.577	2.642	2.616
Cr ⁺³	0	0	0	0	0.010	0	0	0	0	0
Mg ⁺²	0.529	0.671	0.595	0.518	1.914	2.034	2.246	1.751	1.787	1.596
Ca ⁺²	0	0	0	0.015	0.007	0.087	0.014	0	0	0
Mn ⁺²	0.007	0	0	0	0	0.016	0.018	0.030	0.026	0.021
Fe ⁺²	0.252	0.377	0.285	0.361	2.709	2.387	2.540	2.739	2.720	2.189
Na ⁺	0	0.052	0.036	0	0	0	0	0	0	0
K ⁺	1.267	1.324	1.432	1.345	0	0	0	0	0	0.186
Catsum	13.496	13.681	13.640	13.619	9.962	9.791	9.958	9.904	9.927	9.697
X _{Mg}	0.677	0.640	0.676	0.589	0.414	0.460	0.469	0.390	0.396	0.422

Diskuse

Přítomnost vulkanoklastického materiálu lze spojovat s terestrickým explozivním vulkanismem kyselého až intermediárního charakteru, který započal v oblasti vznikajících variscid pravděpodobně už ve svrchním devonu a ve spodním karbonu nabýval na intenzitě (Přichystal 1993). S jeho doklady se setkáváme na různých místech rhenohercynské zóny západní a střední Evropy, například v Německu ve východním Durynsku z okolí Neustadt an der Orla a Knau (Rösler 1960; Kühnel 1964) nebo v Polsku ze Svatokřížských hor (Ryka, Żakowa 1964; Krzemińska, Krzemiński 2019). Polohy alterovaných krystalovitrických tufů a tufitů s biotitem o mocnosti lamin až desek jsou poměrně běžné i v paleozoických horninách na sv. okraji Českého masivu na Moravě. Dvořák, Friáková (1978) popisují jejich vložky ve křtinských vápencích (stř. famen) hluzovské kry hranického devonu. Četnější nálezy po-

cházejí ze spodnokarbonských vápenců (sv. tournai – sv. visé) zachycených vrty Kozlovice SV-1, Ostravice NP-824, Tichá NP-522, Hnojník 1, D. Žukov NP-339, Branky 2 (Skoček, Valín 1983), Choryně 9 (Krejčí 1973; Skoček, Valín 1983) a Opatovice I u Hranic (Dvořák et al. 1981). Svobodová (1986) je popisuje také z tektonické kry vápenců u Sobišek u Přerova. Na jižní Moravě jsou produkty spodnokarbonského terestrického vulkanismu známé z vrtů Němčičky 6 a Uhřice 1 (Přichystal 1993). Deskovité úlomky jemnozrnných laminovaných vulkanoklastických hornin byly zastíženy také geologickým mapováním v okolí obcí Březina a Mokrá-Horákov. Tyto úlomky vystupují na polích společně s břidlicemi březinského souvrství (visé), které představuje přechodovou facii mezi karbonátovým vývojem Moravského krasu a kulmským vývojem Dražanské vrchoviny (Gilíková, Hladil eds. 2010; Buriánek et al. 2013). Vulkanoklastika z březinského souvrství tvoří střípky skla nahrazené směsí chloritů a jílových mi-



Obr. 4 Chemické složení sekundárních minerálů ze studovaného ryolitového tufitu (V2). a - klasifikační diagram pro chlority dle Melky (1965); b - diagram Ca-Mg-Fe pro karbonáty řady kalcitu (upraveno podle Trdličky a Hoffmana 1975).

Tabulka 3 Chemické složení vybraných karbonátů z ryolitového tufitu (analýzy 1 - 7 pocházejí z klastů porfyrických ryolitů v tufitu, analýza 8 z okolní hmoty tufitu). Obsahy oxidů v hm. %, hodnoty apfu přepočteny na jeden atom kyslíku. Komponenty: magnezitová (Mgs), kalcitová (Cal), sideritová (Sd) a rodochrozitová (Rds).

Analýza	1	2	3	4	5	6	7	8
Minerál	kalcit	kalcit	kalcit	siderit	siderit	Mg-siderit	siderit	siderit
Popis	pseud.	zákl. hm.	pseud.	dutina	dutina	dutina	dutina	zákl. hm.
SiO ₂	0	0.07	0	0	0	0.07	0	0.06
MgO	0	0.05	0	2.90	2.22	9.86	1.84	2.94
CaO	55.76	58.24	54.84	6.11	4.88	4.45	5.09	5.29
FeO	0.33	0.23	0.69	48.00	45.78	42.41	49.60	44.92
MnO	0.47	0.51	0.91	1.10	5.18	0.54	2.18	5.19
Celkem	56.56	59.10	56.44	58.11	58.06	57.33	58.71	58.40
Si ⁺⁴	0	0.001	0	0	0	0.001	0	0.001
Mg ⁺²	0	0.001	0	0.083	0.065	0.265	0.053	0.084
Ca ⁺²	0.989	0.987	0.978	0.126	0.102	0.086	0.106	0.109
Fe ⁺²	0.005	0.003	0.010	0.773	0.748	0.639	0.805	0.721
Mn ⁺²	0.007	0.007	0.013	0.018	0.086	0.008	0.036	0.084
Catsum	1.000	0.999	1.000	1.000	1.000	0.999	1.000	0.999
Mgs	0.0	0.1	0.0	8.3	6.5	26.5	5.3	8.4
Cal	98.9	98.9	97.8	12.6	10.2	8.6	10.6	10.9
Sd	0.5	0.3	1.0	77.3	74.8	64.0	80.5	72.2
Rds	0.7	0.7	1.3	1.8	8.6	0.8	3.6	8.5

nerálů, obklopené karbonatizovanou základní hmotou podobného složení; vzácnější jsou vulkanické klasty s trachytickou stavbou, klasty plagioklasu, K-živce, křemene, muskovitu a akcesorického apatitu a zirkonu (Buriánek et al. 2013). Z geochemického hlediska se jedná o ryolitu (70 hm. % SiO₂, 6.4 hm. % Na₂O+K₂O) tholeitické série, ale nízký obsah K₂O může souviset s druhotnými přeměnami v důsledku interakce s mořskou vodou. Buriánek et al. (2013) dále na základě vysokých obsahů Th, nízkých obsahů Ta a poměrů Th/Yb, Ta/Yb a Th/Hf vyvozují, že vulkanické klasty vznikaly v geotektonickém prostředí aktivního kontinentálního okraje. Ke stejným poznatkům dospěli i Jirásek et al. (2018), kteří zároveň určili stáří vulkanoklastik pomocí U-Pb datování zirkonů na 337.73 ± 0.16 Ma. V oblasti drahanského kulmu byly z geochemického hlediska studovány také valouny vulkanitů asociace andezit-dacit-ryolit ze slepenců z různých stratigrafických úrovní. Ve starších souvrstvích převažují valouny alkalicko-vápenatých vulkanitů, zatímco v mladších vulkanity s vysokým obsahem draslíku (Zachovalová, Leichmann 2003).

Tufitické horniny v siliciklastických sedimentech kulmu Nízkého Jeseníku studoval v 60. letech 20. stol. R. Kühnel. Tuffy a tufity hornobenešovského a moravického souvrství mají charakter několikacentimetrových proplátek s různou zrnitostí (od psefitické po pelitickou), častou čočkovitou, přerušovanou nebo rovnoběžnou laminací a gradačním zvrstvením (Kühnel 1967). Autor dále zdůrazňuje silné postižení vulkanoklastik hydrotermální alterací, která se projevuje zejména karbonatizací horniny, přeměnou živců na illit a totálním rozkladem skla (Kühnel 1965, 1967), což je zcela ve shodě s pozorováními v této práci. Kühnel (1967) spatřuje největší zastoupení vulkanoklastik v cvilínských vrstvách moravického souvrství (sv. visé), kde zpravidla dokumentují náhlou změnu v sedimentaci převážně pelitických usazenin. Cvilínské vrstvy jsou podle tohoto autora vulkanoklastickým materiálem natolik bohaté, že představují efuzivně-sedimentární komplex. Dále se problematikou v zájmové oblasti okrajově zabýval Přichystal (1993), který uvádí chemickou analýzu „pískového“ krystalového tufu ze Lhoty u Vítkova. Na základě obsahů SiO₂ (66.3 hm. %) a alkálií (4.4 hm. % Na₂O+K₂O) odpovídá tento materiál dacitům. Hojný výskyt poloh kyselých až intermediárních vulkanitů v sedimentech moravického souvrství potvrzují i Gilíková et al. (2003). Tito autoři zároveň poukazují na ubývání množství vulkanoklastického materiálu v nadložním hradecko-kyjovickém souvrství, kde převažují již intermediární členy. V kulmu Nízkého Jeseníku bylo řešeno i radiometrické stáří vulkanoklastických hornin. Přichystal (1987) provedl metodou ID-TIMS U-Pb datování zirkonů z tufogenní polohy v Krásné Loučce u Krnova, výsledek 319 Ma však neodpovídal stratigrafické pozici. Tento údaj zpochybnilo i novější datování zirkonů metodou CA-TIMS, které stanovilo U-Pb stáří vulkanoklastického materiálu z téže lokality na 340.05 ± 0.22 Ma (visé), což odpovídá hranici hornobenešovského a moravického souvrství (Jirásek et al. 2014).

Z výše uvedeného vyplývá, že nový náález ryolitových tufitů (resp. tufitických pískovců až konglomerátů) z kamenolomu Výkleky zapadá do kontextu dosavadních poznatků o spodnokarbonském terestrickém vulkanismu v rhenohercyniku, i poznatků o výskytech vulkanoklastických hornin v kulmu Nízkého Jeseníku. Hojná přítomnost vulkanogenního materiálu na studované lokalitě podporuje myšlenku Kühnela (1967), Přichystala (1993) a dalších badatelů, že vulkanická aktivita gradovala v době ukládá-

ní sedimentů moravického souvrství. Přesná pozice vulkánů a jejich vzdálenost od pobřeží není sice známá, je však pravděpodobné, že během erupcí docházelo v někdejší sedimentární pánvi k mísení pyroklastik a epiklastik. Přítomnost suboválných až oválných epiklastů hydrotermálně přeměněného ryolitu a rozloženého skla svědčí o redepozici části materiálu do sedimentární pánve, přičemž transportní médium mohlo mít charakter hustého turbiditního proudu, s čímž koresponduje nízký stupeň zrnitostního vytřizení. Posouzení charakteru vulkanismu na základě jeho produktů je v tomto případě ztíženo silnou hydrotermální alterací (alkalická metasomatóza, karbonatizace, argilitizace, chloritizace), případně i supergenními procesy. Z výsledků této práce je patrné, že původní horniny s nejvyšší pravděpodobností odpovídaly porfyrickému ryolitu s biotitem či biotitickému ryolitu.

Závěr

Vulkanoklastické horniny v lomu Výkleky u Velkého Újezdu představují produkty terestrického explozivního vulkanismu, jehož aktivita pravděpodobně kulminovala v době sedimentace moravického souvrství ve spodním karbonu. Studovaná vulkanoklastika odpovídají převážně tufitickým pískovcům až tufitickým konglomerátům s velikostí úlomků nejčastěji v rozmezí 0.1 až 4.5 mm, avšak výjimečně i řádově více (max. 12 cm). Horninu tvoří smíšený pyroklastický (vulkanický popel, písek až lapilly) a epiklastický materiál, který reprezentují zejména různé opracované úlomky porfyrických ryolitů, rozloženého skla, křemene, hydrotermálně alterovaného K-živce, plagioklasu a biotitu. V menší míře je zastoupen i muskovit. Porfyrické ryolity s felsitickou strukturou základní hmoty jsou postiženy alkalickou metasomatózou a silnou karbonatizací, argilitizací a chloritizací. Fenokrysty tvoří křemen, silně přeměněné živce (K-živce, albitizovaný plagioklas) a biotit, respektive pseudomorfózy karbonátu, jílových minerálů a chloritu po biotitu. V pseudomorfózách bývá přítomen i sekundární titanit, epidot a rutil. Z akcesorických minerálů je v ryolitu hojný apatit a zirkon. Jemnozrná až velmi jemnozrná základní hmota ryolitu je složena z drobných zrn křemene, albitu, K-živce, chloritu, jílových minerálů a pyritu, podobně jako vlastní jílovitá až prachovitá základní hmota tufitu, která v podobě chuchvalců obklopuje klasty. Trhliny v hornině vyplňuje pyrit či karbonát (kalcit a siderit). Vulkanické sklo podleho rozkladu.

Poděkování

Děkujeme zaměstnancům Kamenolomu Výkleky a vedení společnosti Českomoravský štěrk, a.s. za vstřícnost, umožnění přístupu do lomu a poskytnutí vrtných jader k výzkumu. Děkujeme také oběma recenzentům dr. D. Buriánkovi a dr. D. Matýskovi a editorovi dr. J. Sejkorovi za cenné rady a připomínky. Výzkum byl podpořen projektem IGA_2020_017.

Literatura

- BAYLISS P (1975) Nomenclature of the trioctahedral chlorite. *Can Mineral* 13: 178-180
- BURIÁNEK D, GILÍKOVÁ H, OTAVA J (2013) Chemické složení hornin březinského a podolského souvrství – přechodové facie dinant-kulm ve visé Dražanské vrchoviny. *Acta Mus Moraviae, Sci geol* 1: 79-90
- DVOŘÁK J, FRIÁKOVÁ O (1978) Stratigrafie paleozoika v okolí Hranic na Moravě. *Výzk Práce Úst Úst geol* 18: 5-50

- DVOŘÁK J, FRIÁKOVÁ O, GALLE A, KALVODA J, MAŠTERA L, OTAVA J, PŘICHYSTAL A, SKOČEK V (1981) Paleozoikum ve vrtu Opatovice na Hranicku (SV Morava). Čas Slez Muz Opava (A) 30: 211-229
- GILÍKOVÁ H, HLADIL J (eds), BUBÍK M, ČERNÝ J, BURIÁNEK D, DVOŘÁK J, FAMĚRA M, HAVÍŘ J, HRDLÍČKOVÁ K, KALVODA J, KONEČNÝ F, KOCIÁNOVÁ L, KOVÁČIK M, KRYŠTOFOVÁ E, KRUMLOVÁ H, KUMPAN T, KUNCEOVÁ E, MAŠTERA L, MELICHAR R, MÜLLER P, NEHYBA S, OTAVA J, PECINA V, PECKA T, TOMANOVÁ PETROVÁ P, POUL I, REZ J, SKÁCELOVÁ D, SKÁCELOVÁ Z, SLOBODNÍK M, ŠIKULA J, ŠRÁMEK J, VEČERA J, VÍT J, WEINER T (2010) Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1:25 000, list 24-413 Mokrý-Horákov. MS, ČGS Brno
- GILÍKOVÁ H, MAŠTERA L, OTAVA J (2003) Charakteristika spodnokarbonských klastických sedimentů na listu 25-123 Hranice. Geol výzk Mor Slez 10: 44-47
- CHÁB J, STRÁNÍK Z, ELIÁŠ M (eds), ADAMOVIČ J, AICHLER J, BABŮREK J, BREITER K, CAJZ V, DOMEČKA K, FIŠERA M, HANŽL P, HOLUB V, HRADECKÝ P, CHLUPÁČ I, KLOMÍNSKÝ J, KREJČÍ Z, LEXA J, MAŠEK J, MLČOCH B, OPLETAL M, OTAVA J, PÁLENSKÝ P, POTFAJ M, PROUZA V, ROETZEL R, RŮŽIČKA M, SCHOVÁNEK P, SLABÝ J, VALEČKA J, ŽÁČEK V (2007) Geologická mapa ČR 1:500 000. ČGS Praha
- JIRÁSEK J, OTAVA J, MATÝSEK D, SIVEK M, SCHMITZ MD (2018) The radioisotopically constrained Viséan onset of turbidites in the Moravian-Silesian part of the Rhenohercynian foreland basin (Central European Variscides). Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 107: 711-727
- JIRÁSEK J, WLOSOK J, SIVEK M, MATÝSEK D, SCHMITZ M, SYKOROVÁ I, VAŠIČEK Z (2014) U-Pb zircon age of the Krásné Loučky tuffite: the dating of Viséan flysch in the Moravo-Silesian Paleozoic Basin (Rhenohercynian Zone, Czech Republic). Geol Q 58: 659-672
- KREJČÍ B (1973) Strukturální vrt Cho 9 Vysoká. Sbor GPO 3: 87-98
- KRZEMIŃSKA E, KRZEMIŃSKI L (2019) Magmatic episodes in the Holly Cross Mountains, Poland – A new contribution from multi-age zircon populations. Biul Państw Inst Geol 477: 43-58
- KUMPERA O (1966) Stratigraphische, lithologische und tektonische Probleme des Devons und Kulms am Nordrande der Šternberk-Horní Benešov-Zone. Freiberg Forschungshefte 204: 1-106
- KÜHNEL R (1964) Kritéria pro určování pyrogenních složek v usazených horninách. Sbor věd Prací Vys Šk báň, Ř horn-geol 10: 47-66
- KÜHNEL R (1965) Jílové minerály v horninách kulmu Nížkého Jeseníku. Acta Univ Carolinae Geol Suppl 2, 109-116, Univ Karlova, Praha
- KÜHNEL R (1967) Nové poznatky o petrografii a geochemii kulmu Nížkého Jeseníku. Sbor věd Prací Vys Šk báň, Ř horn-geol 13: 117-126
- MELKA K (1965) Návrh na klasifikaci chloritových minerálů. Věst Ústí Úst geol 40: 23-27
- PATTEISKÝ K (1929) Die Geologie und Fossilführung der Mährisch-schlesischen Dachschiefer- und Grauwackenformation. 1-354, Naturwissenschaftlichen Verein in Troppau
- PROKOP R, HUML M (1966) Zpráva o geologickém výzkumu kulmu v jižní části Oderských vrchů. Zpr geol Výzk v Roce 1965 1: 124-125
- PŘICHYSTAL A (1987) Izotopové stáří zirkonu z tufové polohy v kulmských sedimentech nedaleko Krnova (in Czech). In: Sborník referátů z jednání KRB pro rozvoj rudního geofyzikálního průzkumu v Jeseníkách v roce 1985 a 1987 v Loučné nad Desnou: 153-161. Geofyzika, Brno
- PŘICHYSTAL A (1993) Vulkanismus v geologické historii Moravy a Slezska od paleozoika do kvartéru, 59-77, Morzem muzeum a PřF MU Brno
- RÖSLER HJ (1960) Zur Petrographie, Geochemie und Genese der Magmatite und Lagerstätten des Oberdevons und Unterkarbons in Ostthüringen. Freiberg Forschungshefte 92: 1-275
- RYKA W, ŽAKOWA H (1964) Skaly tufogeniczne turneju z Bolechowic (Góry Świętokrzyskie). Geol Q 8: 721-736
- SKOČEK V, VALÍN F (1983) Výsledky sedimentárně petrografického výzkumu vývoje paleozoika v úseku Sever. MS, Úst Úst geol Praha
- SVOBODOVÁ V (1986) Riftové vápence na lokalitě Sobišky u Přerova. Sborník GPO 31: 133-135
- TRDLÍČKA Z, HOFFMAN V (1975) Study of chemical composition of vein carbonates from Kutná Hora (ČSSR). Freiberg Forschungshefte 6: 29-81
- 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
- ZACHOVALOVÁ K, LEICHMANN J (2003) Volcanic rocks from the Viséan conglomerates in the Drahaný Culm: evidence for a volcanic arc on the eastern margin of Bohemian Massif. J Czech Geol Soc 48: 139
- ZAPLETAL J (1977) Příspěvek k litologické korelaci kulmu na východním okraji šternbersko-hornobenešovského pruhu. Sbor Prací Univ Palackého Olomouc, Geogr-Geol 12: 63-75
- ZAPLETAL J (1983) Možnosti litologické korelace kulmu v severní části Nížkého Jeseníku. Sbor Prací Univ Palackého Olom, Geogr-Geol 22: 63-75
- ZAPLETAL J, DVOŘÁK J, KUMPERA O (1989) Stratigrafická klasifikace kulmu Nížkého Jeseníku. Věst Ústí Úst geol 64: 243-250