

Polohy bohaté almandinem v klastických sedimentech sedlových vrstev (česká část hornoslezské pánve)

Almandine-rich layers in the clastic sediments of the Saddle Member (Czech part of the Upper Silesian Basin)

JAKUB JIRÁSEK^{1)*}, DALIBOR MATÝSEK²⁾, MICHAL OSOVSKÝ³⁾ A MARTIN SIVEK¹⁾

¹⁾Institut geologického inženýrství, Hornicko-geologická fakulta, Vysoká škola báňská - Technická univerzita Ostrava, 17. listopadu 15/ 2172, 708 33 Ostrava-Poruba; *e-mail: jakub.jirasek@vsb.cz

²⁾Institut čistých technologií těžby a užití energetických surovin; Institut geologického inženýrství, Hornicko-geologická fakulta, Vysoká škola báňská - Technická univerzita Ostrava, 17. listopadu 15/ 2172, 708 33 Ostrava-Poruba

³⁾OKD, a.s., Důlní závod 1, lokalita Karviná, ul. Čs. armády 1, 735 06 Karviná-Doly

JIRÁSEK J., MATÝSEK D., OSOVSKÝ M., SIVEK M. (2016) Polohy bohaté almandinem v klastických sedimentech sedlových vrstev (česká část hornoslezské pánve). *Bull. mineral.-petrol. Odd. Nár. Muz. (Praha) 24, 2, 205-216. ISSN 1211-0329.*

Abstract

Layers rich in garnets were recognized in the prospecting boreholes of working districts Lazy and Doubrava near Karviná (Czech part of the Upper Silesian Basin). They are situated in the fine-grained conglomerates, sandy conglomerates, and sandstones of the Saddle Member of the Karviná Formation (Namurian). Single garnet grains can reach size up to 4 mm in diameter and in some cases form up to 20 % of layers. Their stratigraphic distribution is highly irregular. An SEM investigation revealed that all garnets are faceted, with prevailing rhombic dodecahedral over cubic crystal habit. Unetched or slightly etched garnets are not present. Skeletal structures and cubic etch pits are frequent. An empty space 10 to 50 μm wide is situated around all garnets. Sometimes it is filled by secondary mineralization, namely microcrystals of quartz, fibrous clay mineral (possibly illite), mineral from the chlorite group, and dolomite-ankerite. Some etch pits are also filled by possible illite. Electron probe microanalysis shows that most of garnets are homogenous almandines with significant admixture of pyrope component, prevailing pyrope component is rare. Spessartine and grossular content is highly variable, content of Cr_2O_3 is $< 0.1\%$ and TiO_2 content is below the detection limit. Chemical variability of end-member composition is as follows: almandine 27.7 to 80.3 %, pyrope 5.1 to 56.5 %, spessartine 0.8 to 25.7 %, grossular 1.6 to 20.2 %, and andradite $< 2\%$. Other heavy minerals (apatite, FeS_2 , REE and Y phosphates, galena, TiO_2 , sphalerite, and zircon) are present in insignificant quantities and their size is one order of magnitude smaller than the one of garnets. None of above-mentioned heavy minerals is affected by significant surface alteration. Quartz, ilmenite, apatite, TiO_2 , and zircon were recognized as inclusions in garnets. Quartz is most abundant in almandine-spessartine types, ilmenite in almandine-pyrope types. We consider faceted garnets to be polycyclic ones. Supporting evidence for chemical corrosion is: 1. presence of empty space around faceted garnets, sometimes partly filled by secondary minerals; 2. there are no differences between the chemical composition of inner parts and surface parts of garnets with crystal facets, rare inhomogenous parts do not correspond to crystal facets; 3. presence of organic acids and brines in a Carboniferous strata, which are known as important factors for garnet corrosion; 4. mineral association with authigenic quartz, illite, and dolomite-ankerite, together with stable apatite, indicate pH values ranging from 7.5 to 9. Such situation, burial depth of 2 to 3 km, and temperatures around 200 °C should not be favorable for authigenic garnet crystallization.

Key words: Karviná Formation, Upper Silesian Basin, Late Carboniferous, heavy minerals, almandine, garnet

Obdrženo: 15. 9. 2016; přijato: 2. 12. 2016

Úvod

Česká část hornoslezské pánve představuje v současnosti poslední černouhelnou pánev našeho státu s pokračující těžbou (Starý et al. 2015). I přes stále klesající produkci uhlí umožňují probíhající průzkumné aktivity, zejména jádrové vrty z důlních děl, přístup k novému geologickému materiálu. Jeho komplexní zpracování včetně zachycení všech typů mineralogických a petrologických fenoménů lze chápat jako záchranný výzkum. Dlouhodobě nízké ceny energetických surovin včetně uhlí mohou

mít za příčinu nejen postupný útlum těžby, ale také zavírání celých důlních podniků a výhledově i nemožnost získání nových vzorků a sledování zajímavých geologických jevů.

Jednomu z autorů (M. O.) se při dokumentaci průzkumných vrtů podařilo zachytit zajímavý výskyt makroskopicky patrných poloh bohatých granátem. Ten byl v minulosti z těžkých podílů karbonských sedimentárních hornin studován Skočkem a Čadkem (1960), ovšem pouze z mineralogické stránky. Nová data umožňují zhodnotit nejen chemismus a genezi granátu, ale díky detailní zna-

losti stratigrafické situace také jeho aplikovatelnost pro lokální korelaci. Zároveň je možné navázat na studii Hartley a Otava (2001), kteří v podložních spodnokarbonských souvrstvích popsali trendy týkající se chemismu granátů ve vztahu k možným zdrojovým oblastem klastických sedimentů a doplnit ji novým pozorováním.

Geologická situace

Hornoslezská pánev vznikla v závěrečných etapách vývoje rozsáhlé moravkoslezské paleozoické pánve (Unrug 1966) v předpolí variského orogénu (Kumpera, Martinec 1995). Ve svých post-erozních hranicích vytváří plochu přibližně trojúhelníkovitého tvaru, která jižním výběžkem zasahuje z Polska na území České republiky. Rozloha této v současnosti těžbou nejvýznamnější evropské černouhelné pánve přesahuje 7000 km², z toho 22 % leží na území České republiky (Dopita et al. 1997a).

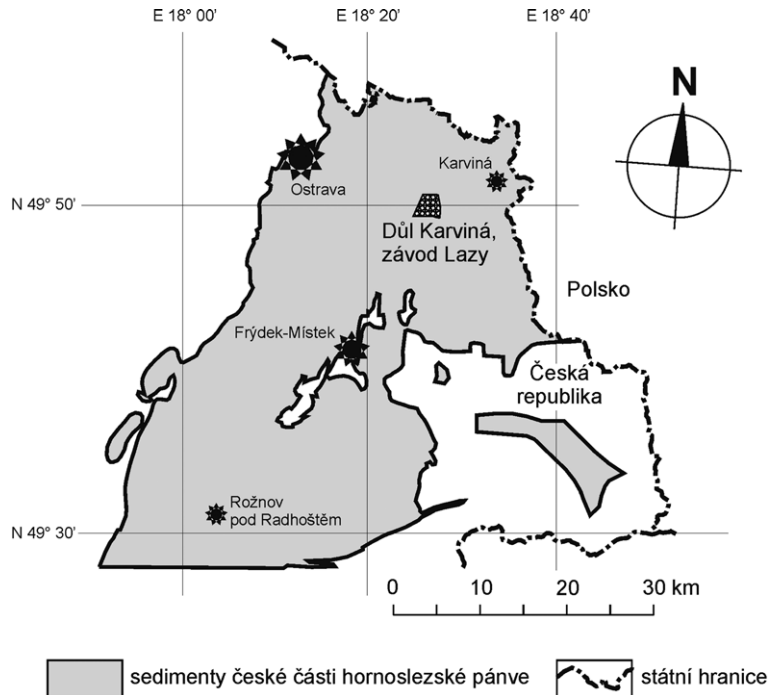
V uhlonosném karbonu hornoslezské pánve rozlišujeme paralický a terestrický (dříve limnický) vývoj sedimentace. V české části pánve se sedimenty s paralickým vývojem označují jako ostravské souvrství a sedimenty terestrické jako karvinské souvrství.

Pro obě souvrství je typické střídání různých typů sedimentačních prostředí. Základním znakem sedimentace je tvorba cyklů s uhelnými slojemi. Pro sedimenty ostravského souvrství je typická přítomnost mořských a brakických horizontů, zatímco v karvinském souvrství moře trvale ustoupilo za okraj pánve a známe z něj pouze sladkovodní faunu. Sedimenty podložního ostravského souvrství se nacházejí na většině plochy pánve, karvinské souvrství se v české části pánve vyskytuje pouze v několika erozně ohraničených plochách. Jeho nejúplnější profil je znám z karvinské oblasti.

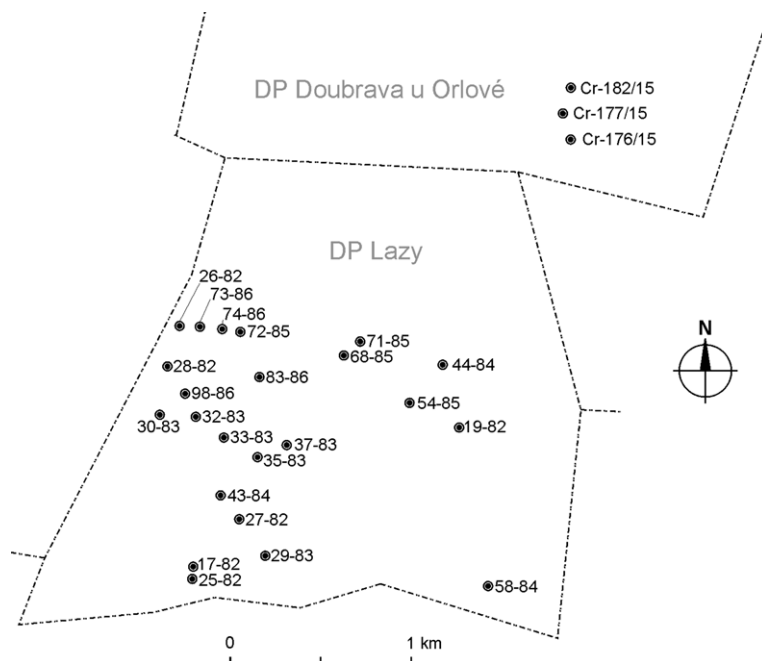
Sedimentace karvinského souvrství byla zahájena po celopánevním hiátu mezi spodním a středním namurem (v mezinárodní stratigrafické nomenklatuře mezi stupni serpučov a baškir, viz Menning et al. 2006). Uhlotvorná sedimentace stáří středního až svrchního namuru a westphalu A (baškir) se dělí na sedlové, sušské a doubravské vrstvy s celkovým počtem asi 100 slojí (např. Dopita et al. 1997a). V polské části pánve se terestrické sedimenty hornoslezské pánve vyskytují na výrazně větších plochách, mají větší stratigrafický rozsah (až do westphalu D) a také jejich litostratigrafické členění je poněkud jiné než v české části. Sedlové vrstvy karvinského souvrství, kterých se týká tento text, jsou tam řazeny do hornoslezské pís-kovcové série (např. Kotas 1995).

Nejstarším litostratigrafickým členem karvinského souvrství jsou sedlové vrstvy. Tuto litostratigrafickou jednotku vyčlenil Potonié (1896). Jejich spodní hranice je Dopitou et al. (1997b) ve shodě s Folprechtem a Patteiskim (1928) umístěna do blízkého podložní sloje 504 Prokop, svrchní hranici představuje bazální člen sušských vrstev - sloj 606-605 (33). Podle Havleny (1964) představoval sedimentační prostor sedlových vrstev mělké

vanovité údolí sevřené na Z, J a snad i V mezi vyklenujícími se elevacemi. V jejich blízkosti měly protékat občasné toky až přívalového charakteru, zatímco ve středu pánve byla průtočná mělká jezera, zarůstající v obdobích klidu slojotvornou vegetací. Autor dále předpokládá v pánvi existenci severojižně orientovaných podružných prahů a depresí, které byly subsidenčně neaktivnější právě v době sedimentace sedlových vrstev. Dopita et al. (1997b) uvádí, že mocnost sedlových vrstev prokazatelně klesá k okrajům sedimentačního prostoru k SZ a JV, naopak roste k S a téměř se nemění k JZ. Na západě je jejich mocnost



Obr. 1 Schematická mapka české části hornoslezské pánve s vyznačením polohy dobývacího prostoru Lazý, Důlního závodu 1, lokality Karviná (do roku 2008 Důl Lazý). Podle Matýska et al. (2014), upraveno.



Obr. 2 Pozice studovaných důlních vrtů v dobývacím prostoru Lazý a jihovýchodní části dobývacího prostoru Doubrava u Orlové.

ztenčena až na 180 m i méně. V centru karvinské oblasti dosahují na velké ploše mocnost 200 až 230 m. Ta k SV stoupá až na 320 m. V JV části karvinské pánve dochází k trvalému snižování mocnosti až pod 150 m. Směrem do Polska mocnost odpovídající vrstevní jednotky klesá až na 50 m v oblasti Cieszyna. Ve frenštátské oblasti se setkáváme s maximální mocností nedenedované jednotky kolem 175 m, směrem k V pak dochází k poklesu na 120 m a při okrajích průzkumného území Čeladná-Krásná jednotka vyklíňuje.

Materiál a metodika

Analyzovaný materiál pochází z důlních průzkumných vrtů č. Cr-182/15, Cr-177/15 a Cr-176/15 z jižních partií dobývacího prostoru Doubrava u Orlové (obr. 1). Byl získán v roce 2015 jedním z autorů. Níže uvedená grafická data z jižněji situovaného DP Lazy byla získána při intenzivním vrtném průzkumu sedlových slojí, který probíhal v letech 1982 - 1986. Vzhledem k tomu, že se jedná o vzorky ze stratigraficky shodných úrovní a navíc situovaných v nevelké vzdálenosti od DP Lazy, lze charakteristiky analyzovaného materiálu vztáhnout i na tento DP (materiál z vrtů v DP Lazy se nedochoval).

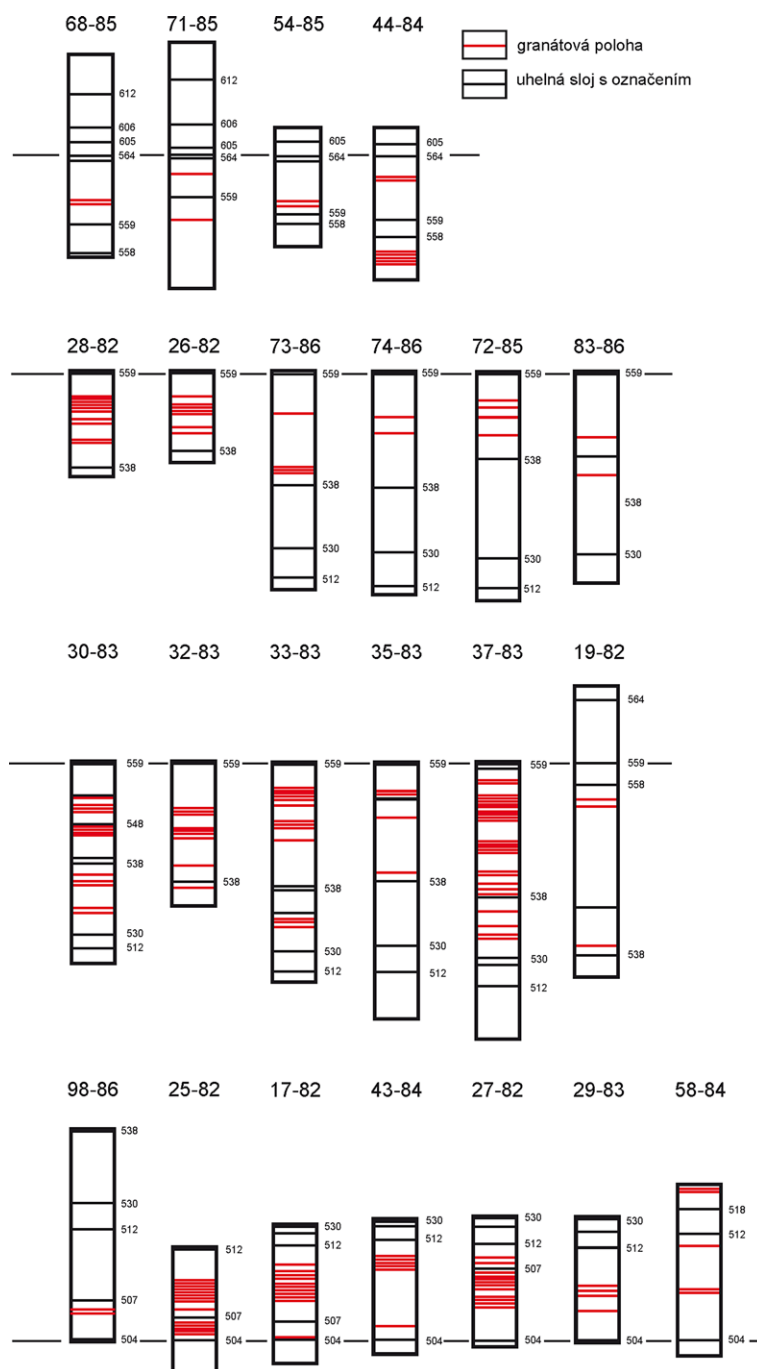
Vzorky byly dále zpracovány v závislosti na typu plánovaných analýz. Z vhodných kusů byly připraveny nábrusy a výbrusy. Výbrusy byly určeny pro zjištění složení hornin (mikroskop Olympus BX 61), nábrusy pro zjištění mineralogického složení pomocí elektronového mikroskopu a mikroanalýzy. Morfologie zrn horninotvorných minerálů (především granátů) byla sledována na čerstvě připravených lomných plochách vzorků. Na rozdíl od použití zrn ze šlichů a gravitačně připravených koncentrátů je takto možné detailně pozorovat uložení zrn v sedimentu. Podíl granátů ve studovaných vzorcích byl tak vysoký, že to bylo bez problémů možné. V literatuře jsou mnohokrát dokumentovány tvary tzv. facetovaných zrn granátů; dokumentace přímého uložení těchto zrn v sedimentu nebyla patrně dosud provedena.

Sledování morfologie a chemického složení granátů probíhalo na leštěných nábrusech i přírodních trhlinách a lomných plochách za použití autoemisního elektronového mikroskopu FEI Quanta-650 FEG. Mikrofotografie byly pořízeny pomocí detektoru zpětně odražených elektronů (BSE) v režimu chemického gradientu. Chemické složení minerálů bylo ověřováno energiově disperzním analyzátozem (EDX) - EDAX Galaxy. Jednalo se jak o bezstandardové analýzy (s použitím korekce obsahů lehkých prvků na základě sady standardů), určené pro základní identifikaci minerálních fází, tak i kvantitativní analýzy s využitím standardů. Mikroskop pracoval za podmínek: napětí 15 kV, emisní proud 8 až 10 nA, průměr svazku 5.5 μm . Semikvantitativní bezstandardové analýzy a fotodokumentace byla prováděna za sníženého vakua s tlakem v komoře 50 Pa na vzorcích bez pokovení. Kvantitativní EDX analýzy byly prováděny v režimu vysokého vakua na vzorcích, pokrytých vrstvou 50 nm uhlíku. Byla

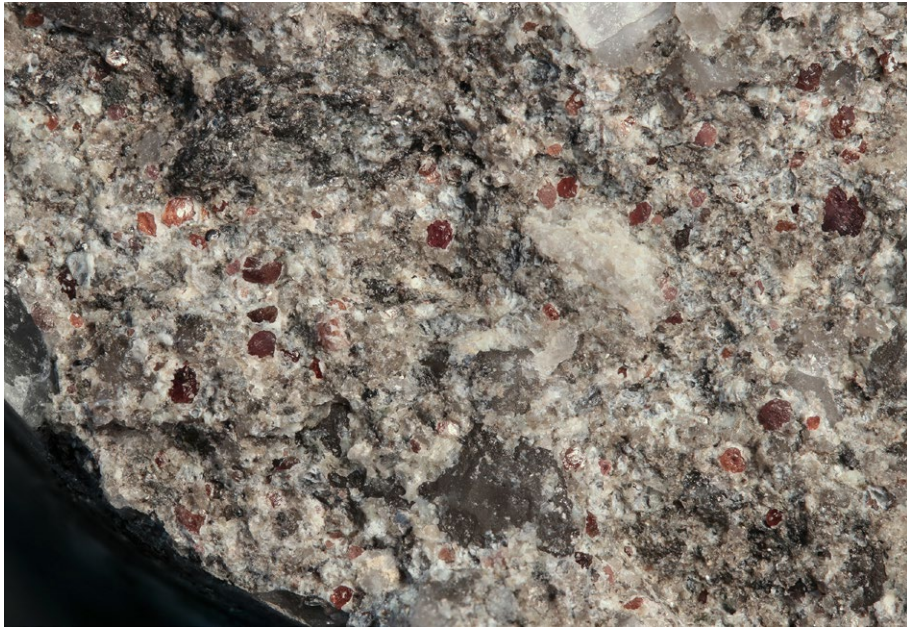
použita sada standardů společnosti SPI (ozn. #02757-AB), obsahující minerály s deklarovaným složením. Pro kvantifikaci byly použity fáze, respektive spektrální linie: kaersutit (Mg K α , Fe K α , Ti K α), ortoklas (Si K α , Al K α), chromem bohatý diopsid (Ca K α , Cr K α), biotit (Mn K α). Identifikace překrývajících se spektrálních linií byla prováděna s využitím spektrálního rozkladu za použití funkce halographic peak deconvolution.

Výsledky

Ve 23 průzkumných vrtech v dobývacím prostoru Lazy a třech vrtech v dobývacím prostoru Doubrava u Orlové (obr. 1 a 2) se podařilo zdokumentovat řadu makroskopicky patrných poloh bohatých granáty. Jak je patrné z obr. 3, v některých vrtech přes celou mocnost sedlových vrstev



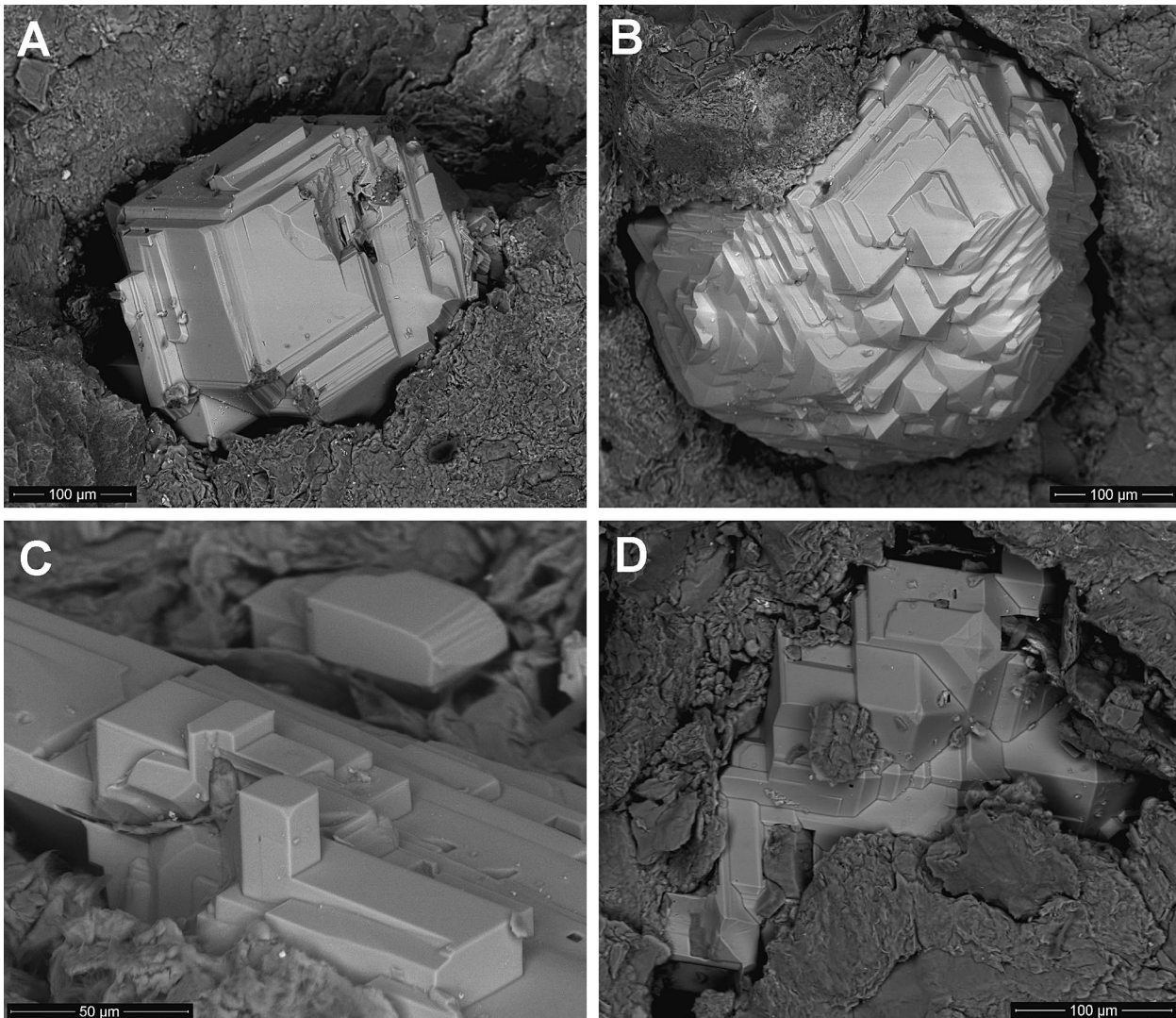
Obr. 3 Pozice granátem bohatých poloh v průzkumných vrtech v dobývacím prostoru Lazy. Lokalizace vrtů je na obrázku 3. Označení slojí podle Dopity (1959) a Dopity et al. (1997).



byly zjištěny jen ojedinělé polohy, zatímco v jiných relativně nedalekých se jich vyskytovaly desítky. Je tak možné konstatovat, že uvedené horizonty jsou nesmírně variabilní nejen v počtu, ale i v jejich stratigrafických úrovních.

Granátem bohaté polohy se vyskytují ve světle šedých až béžově šedých, obvykle hrubozrnných klastických sedimentech, které vykazují gradační zvrstvení. Jedná se o postupné přechody z jemnozrnných slepenců (maximální velikost klastů je kolem 3 cm, průměrně kolem 1 cm), přes písčité slepence k arkózovitým, případně drobovitým pískovcům (názvosloví podle Kukala 1985). Písčité sedimenty, jak je v OKR obvyklé

Obr. 4 Granátová zrna v písčitém slepenci ve vrtu Cr-176/15. Šířka snímku přibližně 3.5 cm. Foto O. Malek, 2015.



Obr. 5 Příklady krystalových tvarů „facetovaných“ granátů v pískovcích a slepencích, zobrazené pomocí zpětně odražených elektronů v SEM. A a B - rombododekaedr; C - převaha hexaedru; D - spojky rombododekaedru a krychle. Foto D. Matýšek, 2016.

(Dopita et al. 1997b), obsahují zvýšený a variabilní podíl živců a nestabilních složek. Ve slepencích (vzorky z vrtu CR 182) byly zjištěny i klasty uhelné hmoty a rostlinný detrit, což svědčí o lokálně erozní povaze sedimentačního prostředí. S ohledem na zrnitost a pravděpodobnou detailní gravitační separaci složek v laminách neposkytují petrografické výbrusy ani nábrusy spolehlivé průměrné modální složení. Granátem nejbohatší vzorky mají charakter písčitých slepenců a pískovců s ojedinělými klasty ze slepencové frakce. Z toho můžeme odhadnout, že se jedná o sedimentaci z proudící vody.

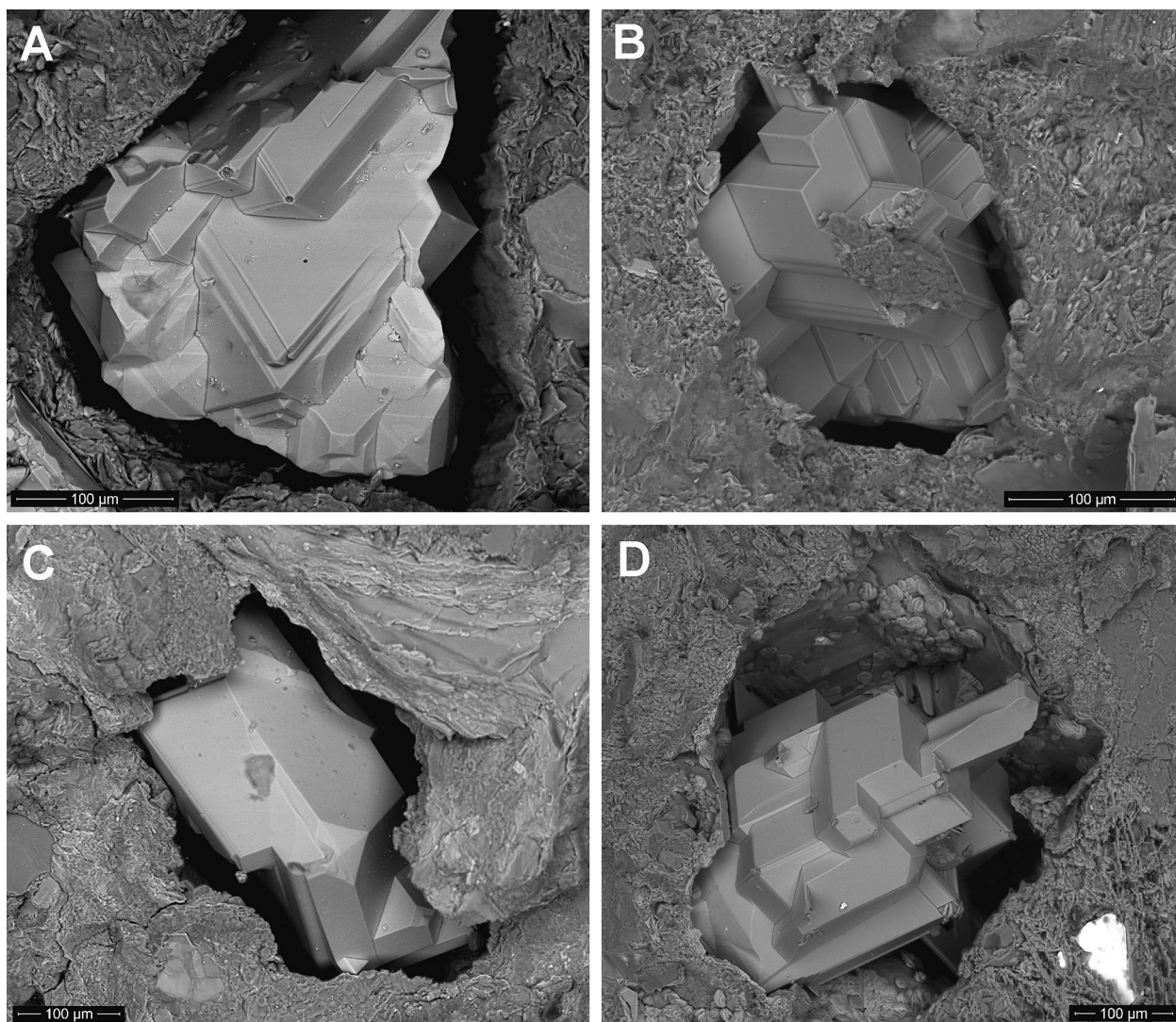
Jednotlivá izometrická zrna granátů jsou ve vrtných jádrech dobře makroskopicky patrná a dosahují milimetrové velikosti (maximálně 3 až 4 mm - obr. 4). Podíl granátů ve studovaných klastikách je velmi variabilní, v extrémním případě může jejich podíl dosáhnout i kolem 20 %.

Při jejich zkoumání pomocí elektronového mikroskopu se ukázalo, že jednotlivá zrna granátů jsou tvořena velmi dobře krystalovanými jedinci. Jedná se o typické „facetované“ granáty. Oválná zrna nebo zrna s výraznými lomnými plochami nebyla vůbec zjištěna. Na krystalech převládají plochy rombododekaedru (obr. 5A,B), patrné jsou ale i plochy krychle (obr. 5C,D). Často je patrné doškovité

až kostrovité upořádání ploch vzniklé jejich mnohonásobným opakováním a krystalové plochy také často obsahují drobné korozní jamky. Ty mívají krychlové omezení (obr. 7A).

Jedním z nejzávažnějších zjištění je to, že prakticky všechny granátové krystaly se vyskytují v dutinách, tj. mají kolem celého svého povrchu volný prostor (obr. 6). Lze odhadnout, že volný prostor je mezi 10 až 50 μm široký ve směru kolmém na povrch granátů. Byly také zjištěny drobné projevy sekundární mineralizace, vázané na tyto volné prostory na okrajích zrn korodovaného granátu. V těchto dutinách byly zjištěny velmi drobné, dokonale omezené krystaly křemene (obr. 7C), povlaky jemně vláknitého jílového minerálu (obr. 7D - podle semikvantitativních analýz patrně illit), chlorit (obr. 7D) a vzácně také karbonát řady dolomit-ankerit. U některých granátů jsou také leptové jamky vyplněny agregáty minerálu blízkého illitu (obr. 7B).

Energiově-disperzní analýzy prokázaly, že naprostá většina granátových zrn má výraznější či méně výraznou převahu almandinové komponenty, pouze ojedinělé analýzy spadají těsně do pole s převahou složky pyropové při hranici s almandinem (obr. 8A). Podíly pyropové, spe-

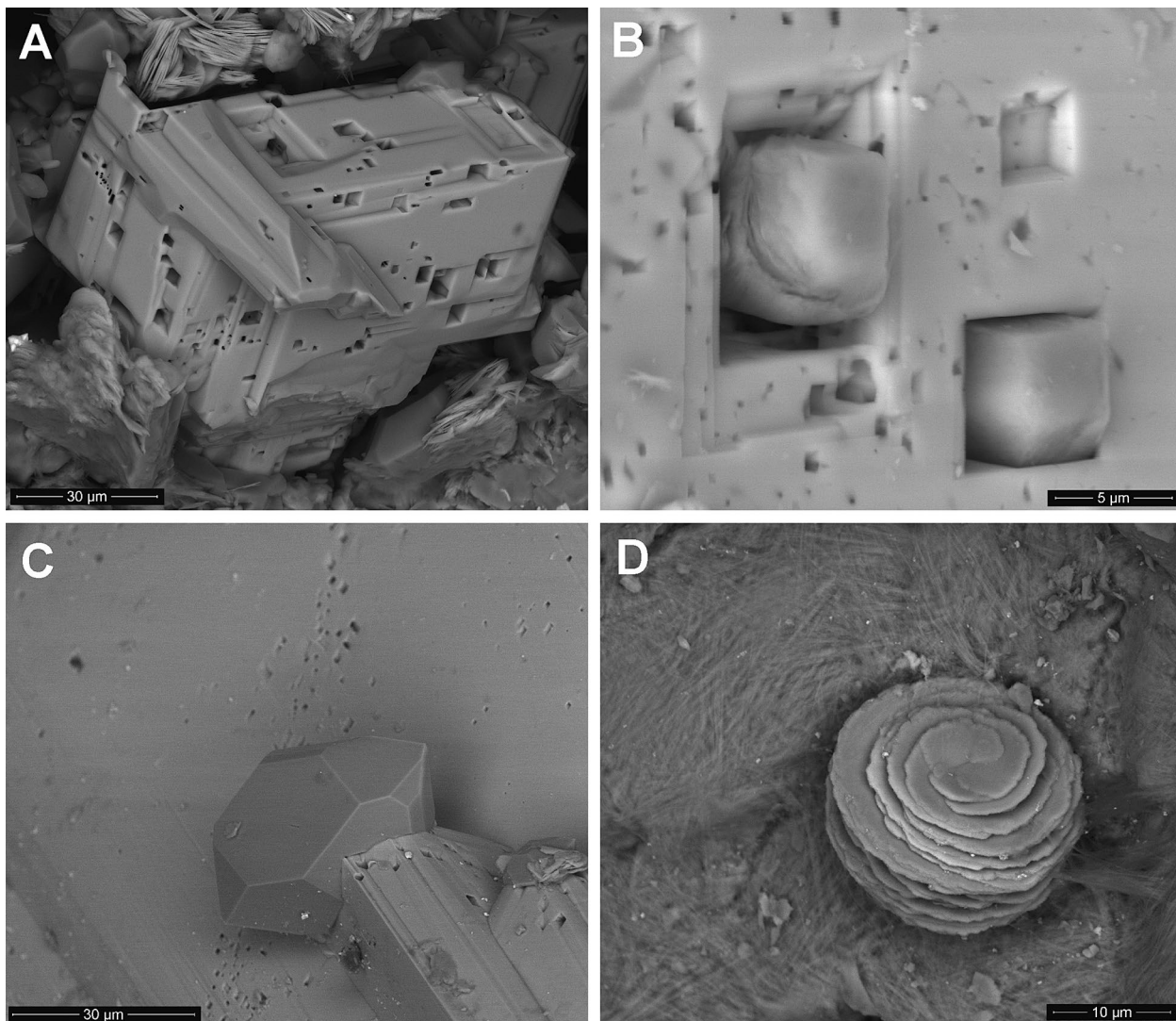


Obr. 6 Příklady dutin na okrajích granátových zrn, vzniklých jejich korozi. Foto D. Matýšek, 2015.

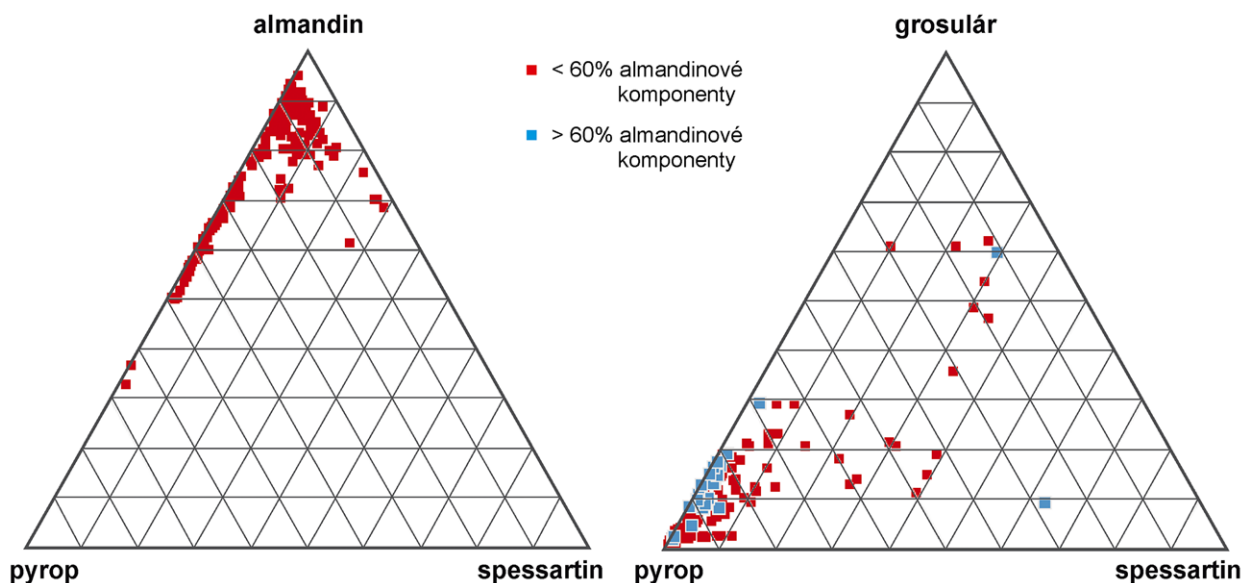
ssartinové a grosulárové složky v převažujícím almandinu jsou ale značně variabilní (obr. 8B). Analyzované granáty pouze vzácně obsahují stopové obsahy Cr_2O_3 , ležící na hranici meze detekce (< 0.1 hm. %) a neobsahují detekovatelné množství TiO_2 . V tabulce 1 jsou uvedeny vybrané analýzy granátů z klastik sedimentových vrstev OKR. Byly vybrány především s cílem dokumentovat variabilitu složení. I přes značnou variabilitu se zatím nepodařilo pomocí statistických metod jednoznačně definovat všechny charakteristické krajní členy, respektive počet populací a příslušnost k nim. Variabilita složení se ale jeví být obdobná, jakou uvádějí Hartley a Otava (2001) pro kulmské sedimenty. Z chemismu je evidentní, že mezi přítomnými granáty jsou nejčastější homogenní zrna, která náleží do řady almandin-pyrop, nejčastěji s vysokým podílem almandinové komponenty (většinou 60 až 80 mol. % alm.). Poměrně často jsou také přítomna zrna se zvýšeným podílem spessartinové komponenty (řada almandin-spessartin s maximálně 25 mol. % spess.). Tato zrna bývají bohatá na křemenné inkluze. Ostatní typy chemismu granátů, například zrna almandinu se zvýšeným podílem grosulárové komponenty (s až 20 % gros.), jsou vzác-

ná. Korelační analýza podílů koncových členů ukazuje, že mezi podíly almandinu a pyropu existuje statisticky významná závislost, podíly grosulárové a spessartinové komponenty jsou na nich nezávislé. Variční rozpětí koncových členů je následující (v mol. %): almandin: 27.7 - 80.3, pyrop: 5.1 - 56.5, spessartin: 0.8 - 25.7, grosulár: 1.6 - 20.2, andradit < 2 .

Těžké minerály, doprovázející granátové krystaly, jsou přítomny ve výrazně menším množství než granáty a jejich velikost je většinou nejméně o řád menší než velikost granátů. Byla zjištěna přítomnost (abecedně): apatitu (obr. 9A), FeS_2 (obr. 9B), fosfátů REE a Y (obr. 9F), galenitu (obr. 9C,D), TiO_2 , sfaleritu, zirkonu (obr. 9E). Bylo také zjištěno, že doprovodné těžké minerály nejsou významněji povrchově korodované. Týká se to i apatitu, který se považuje za diagenetických podmínek za reaktivnější než granáty. Apatitív má maximálně mírně zaoblené, ale nerovné povrchy krystalových ploch. Zrna fosfátů REE jsou zaoblená, většinou hladká, vzácně mívají na povrchu vyvinuté drobné lokální krystalické povlaky fosfátu Y. Zrna zirkonu jsou zcela hladká. Na jediném z mnoha nalezených krystalů galenitu byly zjištěny produkty alte-



Obr. 7 Povrch granátových krystalů a doprovodné minerály zobrazené pomocí zpětně odražených elektronů v SEM. A - korozní mikrokaverty (leptové jamky) na povrchu krystalu granátu; B - výplně mikrokavertem na povrchu granátového krystalu, tvořené illitickým minerálem; C - krystal křemene na povrchu korodovaného granátu; D - minerál ze skupiny chloritů na plstnatém agregátu, patrně illitu, vyplňujícím dutinu mezi krystalem granátu a okolním sedimentem. Foto D. Matýšek, 2016.



Obr. 8 Trojúhelníkové diagramy ilustrující základní chemické složení studovaných granátů. Zobrazeno je 149 bodových EDX analýz.

Tabulka 1 Výsledky části bodových analýz vybraných zrn granátů z klastik OKR

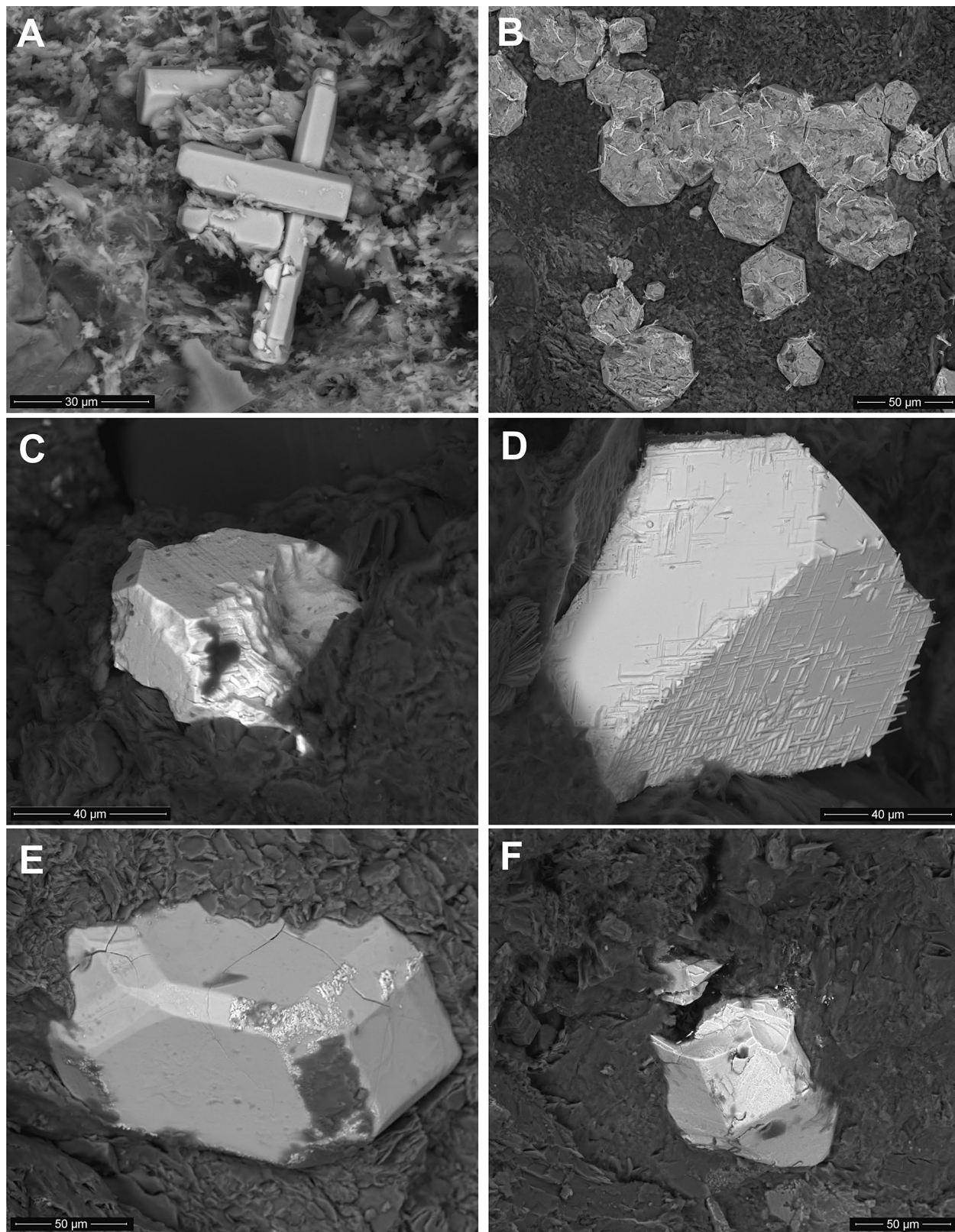
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	36.44	36.64	37.25	36.93	37.15	41.65	38.72	39.43	39.81	37.40	36.04	36.47	36.92	37.71	37.22
TiO ₂	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Al ₂ O ₃	20.62	20.81	22.15	21.65	21.34	23.16	22.08	22.78	22.80	21.65	21.12	21.18	20.74	20.85	21.84
Cr ₂ O ₃	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
FeO ^{tot}	33.46	33.84	34.36	35.61	34.15	13.64	24.64	24.58	19.94	25.95	28.07	27.86	27.46	27.05	30.12
FeO*	32.76	33.46	34.36	35.61	34.15	13.64	23.92	24.58	19.94	25.95	28.07	27.70	26.78	26.95	30.12
Fe ₂ O ₃ *	0.77	0.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.81	0.00	0.00	0.00	0.01	0.18	0.76	0.11	0.00
MnO	3.22	3.41	1.07	1.73	3.93	0.65	0.44	0.69	0.73	11.35	9.97	7.09	4.94	4.58	4.20
MgO	1.25	1.79	4.28	2.69	2.41	15.59	10.28	11.16	10.57	2.84	0.52	0.86	1.06	1.11	1.28
CaO	4.92	3.39	1.40	1.98	1.60	5.27	3.79	1.50	6.41	1.37	3.85	6.35	8.78	8.62	6.07
Suma	99.91	99.88	100.51	100.59	100.59	99.96	99.95	100.15	100.26	100.55	99.57	99.80	99.90	99.92	100.73
Přepoččet na 12 O															
Si	2.957	2.971	2.954	2.960	2.987	3.000	2.947	2.985	2.988	2.994	2.950	2.952	2.968	3.000	2.974
Al ^{iv}	1.929	1.960	2.024	2.004	2.009	1.989	1.928	2.018	2.004	2.037	1.987	1.973	1.934	1.972	2.031
Al ^{vi}	0.043	0.029	0.046	0.040	0.013	0.000	0.053	0.015	0.012	0.006	0.050	0.048	0.032	0.000	0.026
Fe ³⁺	0.114	0.069	0.022	0.036	0.004	0.000	0.125	0.000	0.008	0.000	0.064	0.075	0.098	0.000	0.000
Fe ²⁺	2.157	2.226	2.257	2.351	2.293	0.831	1.443	1.556	1.243	1.737	1.857	1.812	1.749	1.816	2.013
Mn	0.221	0.234	0.072	0.117	0.268	0.040	0.028	0.044	0.046	0.770	0.691	0.486	0.336	0.311	0.284
Mg	0.151	0.216	0.506	0.321	0.289	1.693	1.166	1.260	1.183	0.339	0.063	0.104	0.127	0.132	0.152
Ca	0.428	0.295	0.119	0.170	0.138	0.411	0.309	0.122	0.515	0.118	0.338	0.551	0.756	0.741	0.520
Suma	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	7.965	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	7.972	8.000
Koncové členy [%]															
almandin	71.89	74.20	75.24	78.36	76.42	27.71	48.11	51.88	41.44	57.91	61.91	60.39	58.29	60.52	67.09
pyrop	5.04	7.21	16.87	10.71	9.63	56.45	38.88	41.99	39.42	11.30	2.11	3.46	4.24	4.28	5.08
spessartín	7.38	7.81	2.40	3.91	8.92	1.34	0.95	1.47	1.55	25.65	23.04	16.20	11.21	10.38	9.48
grossulár	12.14	8.78	3.97	5.67	4.59	13.71	8.45	4.06	17.18	3.92	11.25	18.36	22.95	23.43	17.32
andradit	2.12	1.04	-	-	-	-	1.85	-	-	-	-	-	2.26	-	-
majorit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.11	-
zbytek	1.43	0.96	1.53	1.35	0.43	0.79	1.76	0.60	0.41	1.22	1.68	1.59	1.05	1.28	1.03

Přepoččet analýz na strukturální vzorce a na podíly koncových členů. Ve všech případech s výjimkou analýzy č. 6 (převaha pyropové složky) jde o almandin. Podíly FeO* a Fe₂O₃* byly vypočteny na základě předpokladu plného obsazení oktaedrických pozic. Při výpočtu byl použit postup podle Locock (2008).

race povrchu. Jedná se o anglesit a minerál s převahou Pb a Cl (laurionit nebo chemicky blízký minerál - obr. 9D).

V zrnech granátů byly zjištěny tyto inkluze minerálů: křemen (velmi hojný v granátech řady almandin-spessar-

tin, v jiných typech chybí), ilmenit (především v almandinech s obsahem pyropové komponenty), vzácněji apatit, TiO_2 , výjimečně zirkon. V inkluzích nebyly vůbec zjištěny živce nebo slídové minerály.



Obr. 9 Doprovodné těžké minerály zobrazené pomocí zpětně odražených elektronů v SEM. A - dlouze sloupcovité krystaly apatitu v jílovém minerálu; B - krystaly sulfidu železa (patrně pyritu) s povlakem velmi drobných krystalů barytu (bílý); C - nealterovaný krystal galenitu; D - plochami tetraedru omezený krystal galenitu s povrchovou alterací na anglesit a minerál s obsahem Pb a Cl (laurionit?), E - krystal zirkonu s lokálním bílým povlakem fosfátu yttria (xenotim?, churchit?), F - zrno fosfátu REE s dominancí Ce (monazit?). Foto D. Matýšek, 2016.

Diskuse

Z mapy plošného rozšíření (obr. 2) a profilů znázorňujících stratigrafický rozsah (obr. 3) poloh bohatých granátem je jasné, že jde o poměrně rozšířený jev. Je možné konstatovat, že obdobnou situaci lze očekávat i v dalších dobývacích prostorech minimálně v případě sedlových vrstev. Stejná situace může být i u spodní části spodních sušských vrstev, která je podobně bohatá pískovci a slepenci, obsahují stejnou asociaci těžkých minerálů a mají velmi pravděpodobně i identickou zdrojovou oblast (Kumpera, Martinec 1995). Granáty v podobných koncentracích jako v sedlových vrstvách zde však dosud zjištěny nebyly. Trzenci Dopity et al. (1997b), že se „zcela výjimečně vyskytly v sedlových vrstvách tenké, vyklínající laminy bohaté růžovým granátem“, je vzhledem k počtu zjištěných poloh například ve vrtech 37-83, 25-82, 17-82 nebo 27-82 (obr. 3) potřeba poopravit.

Tzv. facetované granáty (angl. *faceted garnets*) jsou popisovány z mnoha hrubozrnných klastických sedimentů (např. Salvino, Velbel 1989; Grzebyk, Leszczyński 2006; Muszyński et al. 2007; Slaat 2013). V případě území našeho státu byly zjištěny například v Podkrkonošské pánvi (Žežulka 1989), v OKR se jimi v minulosti zabývali Skoček a Čadek (1960). Rahmani (1973) nazývá tento typ povrchu „imbricated wedge marks“. V případě granátů do něj patří leptové jamky (angl. *etch pits*), povrchové výstupky (angl. *surface mamillae*), krystalové plochy (angl. *facets*), roztržené okraje (angl. *ragged edges*), pilovité konce krystalů (angl. *hacksaw terminations*) a kostrovité struktury (angl. *skeletal structures*) (Morton, Hallsworth 1999).

Detritické granáty patří k poměrně stabilním těžkým minerálům. Jejich stabilita je větší než například (sestupně) allanitu, staurolitu, amfibolů, kyanitu, titanitu, epidotu, andalusitu, sillimanitu, pyroxenů a olivínu. Naopak za stabilnější se považují z běžných minerálů už jen turmalíny, monazit, spinely, modifikace TiO_2 , apatitů a zirkon. Rozpouštění těchto minerálů ale závisí na řadě faktorů, jako jsou chemismus intersticiálních roztoků, teplota, míra cirkulace roztoků a čas (Morton 1984; Morton, Hallsworth 2007). Vzniku nového povrchu granátových zrn v sedimentech byla věnována řada publikací zejména od 50. do 80. let minulého století, protože neexistovala shoda v tom, zda převažujícím faktorem je chemická koroze nebo naopak autigenní krystalizace (např. Velbel 1984; Morton et al. 1989; Slavino, Velbel 1989; Morton, Hallsworth 1999).

Podobně jako výše uvedení autoři musíme konstatovat, že vznik krystalových ploch na granátech je výsledkem procesu leptání zrn, autigenní růst je možno zamítnout. Pro tento závěr mluví následující zjištění:

1. Přítomnost dutin okolo všech granátových krystalů, místy zčásti vyplněných druhotnou mineralizací (plstnatý agregát pravděpodobného illitu s chloritem, místy křemen).
2. Nebyly zjištěny rozdíly v chemickém složení vnitřních částí granátových zrn a jejich povrchu s krystalovými plochami. Granáty nebývají chemicky zonální, nehomogenity nekorespondují s krystalovým povrchem.
3. Vzhledem k přítomnosti uhelných slojí a rozptýlené uhlé hmoty v karbonských horninách lze uvažovat o vlivu organických kyselin, které při experimentálních leptáních způsobují identický typ výsledného povrchu (Morton et al. 1989; Hansley, Briggs 1994). Stejně

tak slané roztoky přítomné v karbonském masivu (např. Matýsek et al. 2014) mají významný vliv na korozi granátů, jak dokázaly experimenty Newtona a Manninga (2007).

4. Na základě parageneze minerálů v sedimentu jako celku, autigenních minerálů v těsném okolí studovaných korodovaných granátů a charakteru povrchů zrn je možné alespoň v hrubých rysech odhadnout podmínky, potřebné pro vznik facetovaných granátů. Přítomnost malého množství karbonátů z řady dolomit-ankerit, přítomnosti malého množství autigenního křemene, autigenního illitu a apatitu omezuje podmínky v sedimentu do mírně alkalické oblasti hodnot pH, zhruba v rozmezí 7.5 - 8.5, maximálně 9, tedy do podmínek blízkých rovnováze pórového roztoku s SiO_2 , dolomit-ankeritem a illitem. Muszyński et al. (2007) došli u granátů z pestrého pískovce spodního triasu ke stejným závěrům. Výrazněji alkalickou reakci v podstatě vylučuje stabilita křemene a jílových minerálů, kyselou reakci pak vylučuje přítomnost apatitů a karbonátů. Existuje také předpoklad, že pórové roztoky byly silně salinní, jak je tomu u vod hlubšího oběhu běžné. Je také možné odůvodněně předpokládat, že ke korozi granátů došlo za pT podmínek, které odpovídají dosaženému stupni prouhelnění v sedlových vrstvách (tlak odpovídající pohřbení do hloubky 2 - 3 km, teplota do 200 °C - Geršlová et al. 2016).

Experimentální data o rozpustnosti granátů ve vodných roztocích neposkytují relevantní vodítko ohledně stability granátů v sedimentech, neboť byly prováděny za nereálně vysokých teplot a tlaků. Důvody jsou zřejmě kinetické (extrémně pomalé dosažení rovnováhy). Například Fockenberget al. (2008) uvádějí rozpustnost grosuláru v čisté vodě za teplot 400 - 800 °C a tlaku 1 až 5 GPa. Z práce Newtona a Manninga (2007) vyplyvá významný pozitivní vliv salinity roztoku na rozpustnost grosuláru. Grosulár se podle obou prací rozpouští kongruentně.

Naše pozorování asociace těžkých minerálů jsou v dobré shodě s publikovanými daty pro pískovce středního a svrchního namuru karvinského souvrství (tj. sedlové a spodní sušské vrstvy). Kumpera a Martinec (1995) uvádějí, že mezi průsvitnými těžkými minerály převažuje granát, zirkon a apatit, zatímco turmalín a rutil jsou popsány jako nehojné. V našem případě nebyly v laminách s granáty poslední dva jmenované minerály zjištěny vůbec.

Samostatnou otázkou je zdrojová hornina granátů. V horninách hornoslezské pánve byla asociace průsvitných těžkých minerálů sledována (např. Kumpera, Martinec 1995), zdrojové oblasti ale nebyly doloženy. Původ těchto minerálů však byl detailně analyzován ve spodnokarbonských horninách siliciklastického flyše (kulmu) moravskoslezské paleozoické pánve, pro kterou je hornoslezská pánev finálním stádiem vývoje. Jde o texty Otavy (2000) a zejména Otavy a Hartleyho (2001). Z nich je zřejmé, že v andělskohorském souvrství se granáty prakticky nevyskytují a v hornobenešovském souvrství jsou obsahy granátů vysoce variabilní a dosahují maximálně 30 % z parageneze průhledných těžkých minerálů. V blízkosti rozhraní hornobenešovského a moravického souvrství došlo ke změně v asociaci průhledných těžkých minerálů, ve které začal naprosto dominovat granát (obsahy nad 80 %). Změna je patrná i na chemismu granátů. V hornobenešovském souvrství se vyskytují granáty odpovídající pyropu, spessartinu, grosuláru i almandinu a také přechodům mezi těmito koncovými členy. V nadložním moravic-

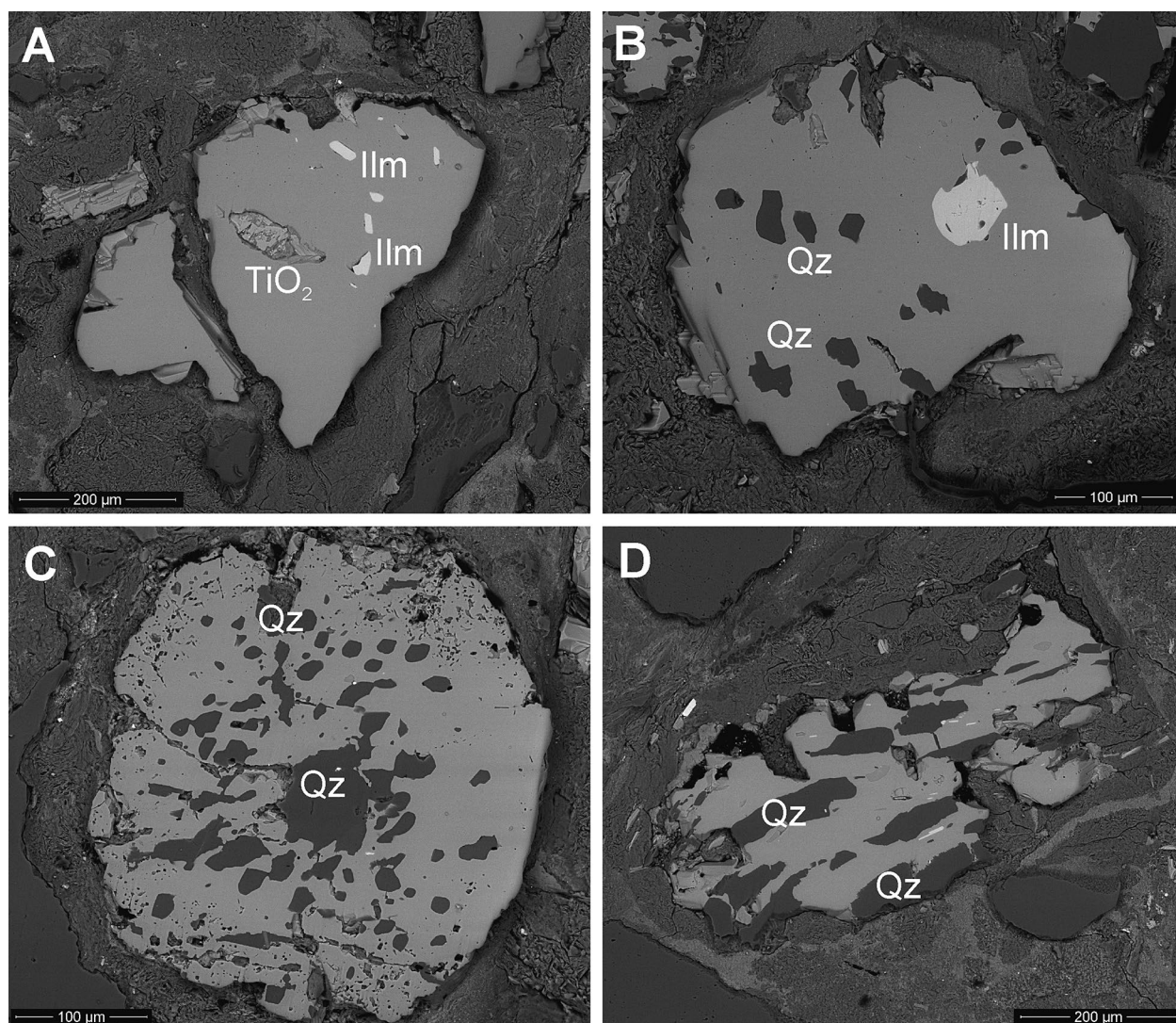
kém souvrství je patrná zóna, kde dochází k přechodu do dominance granátů bohatých pyropovou a almandinovou složkou s ubýváním grosulárové a zejména spessartinové komponenty. V nejvyšším souvrství kulmské pánve (hradecko-kyjovické souvrství) je tento trend završen dalším přibýváním pyrop-almandinové komponenty na úkor spessartinové.

Je zřejmé, že selektivní proces rozpouštění jednotlivých granátových zrn různého složení nemá na tuto stratigrafickou zonalitu distribuce granátů zásadní vliv. Pokud by tomu tak mělo být, nemohly by se v místech s předpokládaným nejhlubším pohřbením (viz Franců, Otava 2014) vyskytovat granáty grosulárového složení, které se rozpouštějí rychleji než další běžné typy granátů (Morton, Hallsworth 2007). Tyto granáty však v hornobenešovském i moravickém souvrství byly zaznamenány, stejně jako další minerály relativně chemicky nestálé při hlubším pohřbení, například titanit a epidot (Hartley, Otava 2001). Původ změny v asociaci těžkých minerálů vidí Hartley a Otava (2001) ve změně zdrojové oblasti. Jako potenciální zdrojové horniny granátů s nízkým podílem Ca-komponenty uvádějí granulity, ruly a migmatity, pro pyrop-almandiny pak eklogity. To spolu s přítomností zir-

konu a rutilu podle nich ukazuje na podobnost s granáty moldanubických příkrovů v Dolním Rakousku, které mohly být potenciálním zdrojem těžkých minerálů také pro kulmskou flyšovou sedimentaci.

S ohledem na zdrojovou oblast granátů je třeba kromě výše popsaného chemismu zmínit, že ačkoli granátová zrna jsou chemicky homogenní a nezonální, na nábrusech se podařilo najít i zrna obsahující inkluze jiných minerálů. Jde nejčastěji o křemen, ilmenit a minerály ze skupiny TiO_2 (obr. 10). Inkluzemi výrazněji bohatá je pouze jedna z granátových populací (almandiny se zvýšeným podílem spessartinové komponenty). V inkluzích chybí živce a slídy. Granáty by proto měly pocházet z vysoce metamorfovaných hornin, například rul, migmatitů nebo granulitů, a budou mít více zdrojů. Naopak absence metamorfních inkluzí u dalších zjištěných granátových populací by mohla ukazovat na jejich magmatický původ, s ohledem na naprostou převahu almandinové komponenty pak na granitoidní horniny (Krippner et al. 2014).

V diagramech zobrazujících trendy ve složení pískovců a drob (Kumpera a Martinec, 1995) je patrná výrazná diskontinuita mezi kulmskými sedimenty + sedimenty ostravského souvrství a následujícími hrubozrnnými klastiky



Obr. 10 Příklady inkluzí v granátových zrnech zobrazené pomocí zpětně odražených elektronů v SEM. A - tabulkovité inkluze ilmenitu a nepravidelná inkluze TiO_2 minerálu; B - nepravidelné inkluze křemene a ilmenitu; C - granát s cedníkovou strukturou křemenných inkluzí; D - granát s paralelními inkluzemi křemene. Foto D. Matýšek, 2016.

souvrství karvinského. Bez detailní studie doplňující znalosti o tvarech a chemismu granátů z hornin ostravského souvrství tak nelze věrohodně navázat na studii Otavy a Hartleyho (2001) a tvrdit, že jimi pozorované trendy jsou aplikovatelné až do hornin nejsvrchnějšího karbonu pánve.

Závěr

Původní myšlenka Skočka a Čadka (1960), že almandiny v hrubozrnných klastických sedimentech české části hornoslezské pánve jsou autigenního původu, byla naším pozorováním vyvrácena. Je naprosto jasné, že jde o granáty prošlé minimálně jedním cyklem zvětrávání - transport - sedimentace s tím, že jejich dokonalé krystalové omezení má původ v chemické korozi při diagenézi a hlubokém pohřbení sedimentu.

Pro prakticky celou dobu existence moravskoslezské paleozoické pánve od jejího přechodu z platformního do flyšového typu sedimentace až po její konečný zánik jsou doložené směry transportu materiálu přibližně od jihu (např. Kumpera, Martinec 1995; Hartley, Otava 2001; Jirásek et al. 2013). Zdrojová hornina takto velkých granátů proto opravdu může pocházet z Dolnorakouských moldanubických příkrovů. Tamní tělesa metamorfik (Kroner et al. 2008) jsou v přibližně jižním směru jediná dostatečně velká a navíc jejich granáty poskytly chemickou shodu s granáty moravskoslezského kulmu (Hartley, Otava 2001). Další alternativní zdrojovou oblastí mohou být horniny neoproterozoického krystalinika těšínské jednotky brunovistulika (např. Buła, Żaba 2005; Buła et al. 2015). Ruly a migmatitizované ruly s granátem odpovídajícím pravděpodobně almandinu byly zjištěny například ve vrtech Bystřice By-1 a By-2 (Jurková 1984) a je zřejmé, že také v období karbonu mohly vycházet na povrch.

Hloubka pohřbení sedimentu, která odpovídá vzniku granátových krystalových ploch, začíná analogicky s publikací Mortona (1984) okolo 3 km. Geršlová et al. (2016) předpokládají ve stejné oblasti zhruba 2 km erodované mocnosti sedimentů, což spolu s mocností zachovaného nadloží sedlových vrstev představuje vzhledem k variabilitě faktorů způsobujících leptání granátů (Morton 1984; Morton, Hallsworth 1999) poměrně dobrou shodu.

I když přítomnost granátem bohatých lamin v klastických sedimentech sedlových vrstev je pozoruhodná, je zřejmé, že pro lokální korelaci vrtných jader je nepoužitelná. To je dáno charakterem akumulace těžkých minerálů při sedimentaci, kdy k jejich koncentraci dochází díky příznivým místním podmínkám (rychlost a směr proudění), které jsou ovšem v ploše velmi variabilní.

Přítomnost granátových poloh může mít i omezený praktický význam s ohledem na možnost akumulace plynu pocházejících z přírodní degazace uhelných slojí karbonického masivu (např. Kędzior 2009, 2011; Kędzior et al. 2013). Vznik dutin chemickou korozi granátů představuje anomálii na jinak plynulém trendu snižování porozity sedimentu s rostoucí hloubkou pohřbení.

Poděkování

Autoři by rádi poděkovali za finanční podporu výzkumu grantové agentuře ČR (projekt 16-24062S - *Sedimentární cyklicita ve svrchnopaleozoických pánvích: porozumění vlivu kontinentálních procesů na cyklickou sedimentaci*). Pro výzkum byla využita přístrojová technika Institutu čistých technologií těžby a užití energetických surovin - Projekt udržitelnosti, identifikační kód LO1406, podporovaného Národním programem udržitelnosti, fi-

nancovaného ze státního rozpočtu ČR. Dále děkujeme recenzentům RNDr. J. Otavovi, CSc. a RNDr. R. Skálovi, Ph.D. za kritické poznámky, které vedly ke zkvalitnění rukopisu.

Literatura

- Buła Z., Habryn R., Jachowicz-Zdanowska M., Żaba J. (2015): The Precambrian and Lower Paleozoic of the Brunovistulicum (eastern part of the Upper Silesian Block, southern Poland) - the state of the art. *Geol. Q.* 59, 123-134.
- Buła Z., Żaba J. (2005): Pozycja tektoniczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle prekambryjskiego i dolnopaleozoicznego podłoża. In: *Jureczka J., Buła Z., Żaba J. (eds.): LXXVI Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 15-42. Państwowy Instytut geologiczny & Polskie towarzystwo geologiczne, Warszawa*
- Dopita M. (1959): Jednotný způsob označení uhelných slojí v ostravsko-karvinském revíru. *MS, OKD*.
- Dopita M. (ed.) (1997a): Geologie české části hornoslezské pánve. - 1-280, *Ministerstvo životního prostředí České republiky, Praha*.
- Dopita M., Martinec P., Tomis L., Hoch I., Merenda M. (1997b): Karvinské souvrství. In: *Dopita M. (ed.): Geologie české části hornoslezské pánve, 87-113. Ministerstvo životního prostředí České republiky, Praha*.
- Fockenbergt T., Burchard M., Maresch W. V. (2008): The solubility of natural grossular-rich garnet in pure water at high pressures and temperatures. *Eur. J. Mineral.* 20, 845-855.
- Folprecht J., Patteisky K. (1928): Geologie ostravsko-karvinského kamenouhelného revíru. In: *Kamenouhelné doly ostravsko-karvinského revíru, Svazek I. 25-340. Ředitelská konference ostravsko-karvinského kamenouhelného revíru, Moravská Ostrava*.
- Franců J., Otava J. (2014): Depositional, burial, thermal, and erosional history along and across the Variscan front, Czech Republic. In: *Bábek O., Grygar T.M., Uličný, D. (eds.): Abstract of Central European meeting of sedimentary geology conference, 22. Palacký University, Olomouc*.
- Geršlová E., Goldbach M., Geršl M., Skupien P. (2016): Heat flow evolution, subsidence and erosion in Upper Silesian Coal Basin, Czech Republic. *Int. J. Coal Geol.* 154-155, 30-42.
- Grzebyk J., Leszczyński S. (2006) New data on heavy minerals from the Upper Cretaceous-Paleogene flysch of the Beskid Śląski Mts. (Polish Carpathians). *Geol. Q.* 50, 265-280.
- Hansley P. L., Briggs P. H. (1994): Garnet dissolution in oxalic acid - A possible analog for natural etching of garnet by dissolved organic matter. 1-14, *U.S. Geological Survey Bulletin 2106, Washington*.
- Hartley A. J., Otava J. (2001): Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: the Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. *J. Geol. Soc. London* 158, 137-150.
- Havlena V. (1964): Geologie uhelných ložisek 2. 1-440, *Nakladatelství Československé akademie věd, Praha*.
- Jirásek J., Sedláčková L., Sivek M., Martínek K., Jureczka J.: Castle Conglomerate Unit of the Upper Silesian Basin (Czech Republic and Poland): A record of the onset of late Mississippian C2 glaciation? *Bull. Geosci.* 88, 893-914.

- Jurková A. (1984): Bystřice: Závěrečná zpráva. MS, *Geologický průzkum, n. p., Ostrava*.
- Kędzior S. (2009): Accumulation of coal-bed methane in the south-west part of the Upper Silesian Coal Basin (southern Poland). *Int. J. Coal Geol.* 80, 20-34.
- Kędzior S. (2011): The occurrence of a secondary zone of coal-bed methane in the southern part of the Upper Silesian Coal Basin (southern Poland): Potential for methane exploitation. *Int. J. Coal Geol.* 86, 157-168.
- Kędzior S., Kotarba M. J., Pękała Z. (2013): Geology, spatial distribution of methane content and origin of coalbed gases in Upper Carboniferous (Upper Mississippian and Pennsylvanian) strata in the south-east part of the Upper Silesian Coal Basin, Poland. *Int. J. Coal Geol.* 105, 24-35.
- Kotas A. (1995): Lithostratigraphy and sedimentologic-paleogeographic development - Upper Silesian Coal Basin. *Prace Pan. Inst. geol.* 148, 124-134.
- Krippner A., Meinhold G., Morton A. C., von Eynatten H. (2014): Evaluation of garnet discrimination diagrams using geochemical data of garnets derived from various host rocks. *Sediment. Geol.* 306, 36-52.
- Kroner U., Mansy J.-L., Mazur S., Aleksandrowski P., Hann H. P., Huckriede H., Lacquement F., Lamarche J., Ledru P., Pharaoh T. C., Zedler H., Zeh A, Zulauf G. (2014): Variscan tectonics. In: *McCann T. (ed.): The geology of Central Europe, Volume 1: Precambrian and Palaeozoic, 599-664. The Geological Society, London.*
- Kukal Z. (1985): Návod k pojmenování a klasifikaci sedimentů. - 1-80, *Ústřední ústav geologický, Praha*.
- Kumpera O., Martinec P. (1995): The development of the Carboniferous accretionary wedge in the Moravian-Silesian Paleozoic Basin. *J. Czech Geol. Soc.* 40, 47-64.
- Lacock A. J. (2008): An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet into end-member components, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets. *Comput. Geosci.* 34, 1769-1780.
- Matýšek D., Jirásek J., Osovský M., Skupien P. (2014): Minerals formed by the weathering of sulfides in mines of the Czech part of the Upper Silesian Basin. *Mineral. Mag.* 78, 1265-1286.
- Menning M., Alekseev A. S., Chuvashov B. I., Davydov V. I., Devuyt F.-X., Forek H. C., Grunt T. A., Hance L., Heckel P. H., Izokh N. G., Jin Y.-G., Jones P. J., Kotlyar G. V., Kozur H. W., Nemyrovska T. I., Schneider J. W., Wang X.-D., Weddige K., Weyer D., Work D. M. (2006): Global time scale and regional stratigraphic reference scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China, and North America as used in the Devonian-Carboniferous-Permian Correlation Chart 2003 (DCP 2003). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.* 240, 318-372.
- Morton A. C. (1984): Stability of detrital heavy minerals in Tertiary sandstones from the North Sea Basin. *Clay Miner.* 19, 287-308.
- Morton A. C., Borg G., Hansley P. L., Haughton P. D. W., Krinsley D. H., Trusty P. (1989): The origin of faceted garnets in sandstones: dissolution or overgrowth? *Sedimentology* 36, 927-942.
- Morton A. C., Hallsworth C. R. (1999): Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sediment. Geol.* 124, 3-29.
- Morton A. C., Hallsworth C. R. (2007): Stability of detrital heavy minerals during burial diagenesis. In: *Mange M.A., Wright D.T. (eds.): Developments in sedimentology, Volume 58: Heavy minerals in use, 215-245. Elsevier, Amsterdam.*
- Muszyński M., Gawel A., Skowroński A. (2007): Fasetowane ziarna granatów z pstręgo piaskowca monokliny przedsudeckiej okolicy Głogowa (SW Polska). *Geologia* 33, 51-68.
- Newton R. C., Manning C. E. (2007): Solubility of grossular, $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, in H_2O - NaCl solutions at 800 °C and 10 kbar, and the stability of garnet in the system CaSiO_3 - Al_2O_3 - H_2O - NaCl . *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 5191-5202.
- Otava J. (2000) Sediment dispersal in the Moravian-Silesian Culm based on garnet geochemistry and mica dating. *Geolines* 10, 60.
- Potonié H. (1896): Die floristische Gliederung des deutschen Carbon und Perm. *Abh. Kön. Preuss. geol. Landesanst., neue F.* 21, 1-58.
- Rahmani R. A. (1973): Grain surface etching features of some heavy minerals. *J. Sediment. Petrol.* 43, 882-888.
- Salata D. (2013): Garnet provenance in mixed first-cycle and poly-cycle heavy-mineral assemblages of the Ropianka and Menilite formations (Skole Nappe, Polish Flysch Carpathians): constraints from chemical composition and grain morphology. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 83, 161-177.
- Salvino J. F., Velbel M. A. (1989): Faceted garnets from sandstones of the Munising Formation (Cambrian), northern Michigan: petrographic evidence for their origin by intrastratal dissolution. *Sedimentology* 36, 371-379.
- Skoček V., Čadek J. (1960): Výskyt autigenního almandinu v karbonských sedimentech Ostravsko-karvinské pánve. *Věst. Ústř. Úst. geol.* 35, 31-38.
- Starý J., Sitenský I., Mašek D., Hodková T., Vaněček M., Novák J., Horáková A., Kavina P. (eds.) (2015): Surovinové zdroje České republiky: Nerostné suroviny 2015. 1-402, *Česká geologická služba, Praha*.
- Unrug R. (1966): L'évolution sédimentaire et tectonique du bassin hercynien de Moravie - Haute-Silésie. *B. Soc. Geol. Fr.* 7, 537-547.
- Velbel M. A. (1984): Natural weathering mechanisms of almandine garnet. *Geology* 12, 631-634.
- Žežulka M. (1989): Nové ložisko českých granátů v Podkrkonoší. *Geol. Průzk.* 31, 74-77.