ISSN 1211–8796

Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.
CV (2020): 2, 221–236, 2020

GEOCHEMICKÁ A PETROFYZIKÁLNÍ CHARAKTERISTIKA SEDIMENTŮ BAŠSKÉHO VÝVOJE NA LOKALITĚ LIBHOŠŤSKÁ HŮRKA

GEOCHEMICAL AND PETROPHYSICAL CHARACTERISTICS OF SEDIMENTS OF THE BAŠKA FACIES DEVELOPMENT AT THE LIBHOŠŤSKÁ HŮRKA

JAN KARDINÁL, DANIEL ŠIMÍČEK

Abstract

Kardinál, J., Šimíček, D., 2020: Geochemická a petrofyzikální charakteristika sedimentů bašského vývoje na lokalitě Libhošťská hůrka. – Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae, 105, 2, 221–236 (with English summary).

Geochemical and petrophysical charakteristics of sediments of the Baška development at the Libhošťská hůrka

This work is focused on combined lithological, petrophysical and geochemical study of two sections (LH-1 and LH-2) at Libhošťská hůrka hill, formed by sedimentary rocks of the Baška Formation of the Baška Facies Development of the Silesian Unit of the Outer Flysch Carpathians. The main aim is interpretation of depositional environment of these sediments. The lithological description was performed on the basis of routine macroscopic field description of sedimentary rocks. Natural radioactivity of rocks was measured using field gamma-ray spectrometry. Planimetric analysis by the Gazzi-Dickinson method was applied in optical microscopy of rock thin-sections. The chemical composition of the samples was studied by energy-dispersive x-ray fluorescence spectrometry. Siliciclastic sediments of gravity flows, pelagic fallout and cherts were observed. Facies architecture of LH-1 section documents deposition in the central part of the submarine fan (sandy lobes). LH-2 section represents channel-fill in the proximal part of the depositional system. Provenance ternary diagrams show a source of clastic material from recycled orogen. The abundant lithic fragments of the Štramberk Limestone indicate connection with the Baška Ridge. Quartz and carbonates, in the form of both detritus and cement, are dominant components in modal composition of sandstones. This corresponds with low natural radioactivity of studied sediments. The gamma-ray spectrometric signal is mainly associated with glauconite and lithic clasts of mudstones. Si/Al and Zr/Rb ratios reflect lithological changes, indicating a shift in sedimentation to the more distal part of the deposition environment, rather than changes in sedimentary maturity. Rb/Sr ratio, low K/Al ratio values and high Si content indicate feldspar destruction and the intense supply of SiO_2 to the marine environment due to strong chemical weathering in the source area. Values of the V/Cr ratio indicate a low oxygen environment.

Key words: Outer Western Carpathians, Baška facies development, siliciclastic sediments, geochemistry, petrophysics.

Jan Kardinál, Department of Geology, Faculty of Science, Palacký University, 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc, kardinal.honza@seznam.cz

Daniel Šimíček, Department of Geology, Faculty of Science, Palacký University, 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc

ÚVOD

Vrstevní sled bašského vývoje je plošně méně rozšířenou částí slezské jednotky flyšového pásma Západních Karpat. Vyznačuje se specifickým jemně rytmickým střídáním siliciklastických sedimentů (slepenců, pískovců, prachovitých jílovců), silicitů a vápenců. Cha-

rakteristické je rovněž silné prokřemenění zmíněných hornin (Skupien *et al.* 2016). Většina prací, které se týkají bašského vývoje je zaměřená na studium štramberských vápenců a zbylá část vrstevního sledu je často opomíjená (e.g. Houša 1975). Výjimkou jsou nedávné práce zaměřené primárně na biostratigrafii zkoumaných sledů (e.g. Skupien a Vašíček 2002, Skupien *et al.* 2012). Tato práce přináší kombinované využití faciální analýzy, gamaspektrometrie a celohorninových chemických analýz pro interpretaci depozičního prostředí a provenience materiálu.

GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

Studovaná lokalita, Libhošťská hůrka, spadá do regionálně-geologické jednotky Vnější Západní Karpaty, konkrétně do slezské jednotky flyšového pásma. Slezská jednotka je tvořena superficiálními příkrovy se stratigrafickým rozsahem od svrchní jury (oxford) až do spodního miocénu (aquitan) (Picha *et al.* 2006). V důsledku křídového kompresního režimu v karpatské soustavě se sedimentační prostor flyšových příkrovů diferencoval na dílčí pánve oddělené elevacemi (Menčík *et al.* 1983). Vznikla tak slezská pánev oddělená na severozápadě bašskou elevací od podslezské pánve a na jihovýchodě tvořila hranici s magurskou pánví slezská elevace. Ve slezské jednotce lze na základě rozdílného stratigrafického rozsahu a rozdílné distribuce sedimentárních facií rozlišit tři vývoje: godulský – pánevní, bašský – úpatní (Matějka a Roth 1949) a kelčský – svahový vývoj (Eliáš 1970).

Výchozy hornin bašského vývoje (předmět studia) jsou prostorově omezeny na oblast Podbeskydské pahorkatiny mezi Frýdkem-Místkem a Novým Jičínem. Reprezentuje sedimenty, uložené na úpatí bašské elevace, která byla zdrojem klastického materiálu. Pro sedimentaci v rámci bašského vývoje je charakteristická akumulace skluzových těles, olistolitů, svrchnojurských (tithonských) štramberských vápenců (Eliáš 1997). Tektonická pozice těchto olistolitů je dosud předmětem diskuzí, avšak tradičně jsou označovány jako součást slezské jednotky a nacházejí se na jejím čele na kontaktu s jednotkou podslezskou (Poul *et al.* 2009). Vápence, které se dnes vyskytují nejčastěji v okolí města Štramberk, původně sedimentovaly na mělkomořské karbonátové platformě, která se ve svrchní juře vytvořila na povrchu bašské elevace. Vlivem tektonických pohybů a opakovaného ponořování a vynořování bašské elevace docházelo k rozpadu karbonátové platformy a skluzové bloky vápenců se staly součástí hradišťského souvrství. To představuje nejstarší vrstevní sled bašského vývoje (berrias–cenoman; Eliáš *et al.* 2003). Maximální mocnost souvrství je 600 m (Eliáš 1970) a vyčleňují se v něm sedimenty chlebovické a kotoučské facie. Kotoučská facie (valangin–spodní hauteriv; Houša a Vašíček 2005) je převážně tvořena pelagickými, tmavými vápnitými jílovci a slínovci. Podřadně jsou zastoupeny deskovité kalové vápence, drobové pískovce a jemnozrnné slepence s klasty štramberského vápence (Eliáš 1970). Chlebovická facie (alb–cenoman; Vašíček a Skupien 2004) je reprezentována tzv. chlebovickými slepenci a laminovanými pískovci a jílovci. Slepence mají glaukoniticko-muskovitickou základní hmotu, jsou špatně vytříděné, hrubo- až jemnozrnné s neopracovanými klasty štramberského vápence. Sedimentační prostředí hradišťského souvrství se vyznačovalo redukčními, anoxickými podmínkami a proměnlivou alkalinitou (Eliáš 1970).

Je nutno zmínit, že stratigrafie spodní části bašského vývoje v oblasti Štramberku byla v posledních desetiletích několikrát revidována (Houša 1990, Houša a Vašíček 2005, Picha *et al.* 2006, Skupien *et al.* 2012). Skupien *et al.* (2012) na základě priority názvu (kotoučská facie *sensu* Eliáš (1970) či kotoučské vrstvy *sensu* Houša 1990) nově navrhují kotoučské souvrství (spodní valangin–cenoman), které nahrazuje původní hradišťské souvrství. Kotoučské souvrství lze členit na dva stratigrafické členy oddělené hiátem. Spodní člen označují Skupien *et al.* (2012) jako plaňavské vrstvy (spodní valangin–svrchní barrem), které jsou zastoupeny především tmavošedými jílovci s valouny až bloky vápenců štramberského typu a podřízeným zastoupením šedých pískovců a drobných silicitů. Svrchní člen kotoučského souvrství je označován jako vrstvy homole (svrchní alb–cenoman). Tyto sedi-

menty mají povahu vápencových brekcií až tilloidních slepenců, které litologický odpovídají chlebovickým slepencům definovaných už HOHENEGGEREM (1861) mimo oblast Štramberku. V další části článku se budeme držet zažité stratigrafie podle ELIÁŠE (1970) tak, jak je popsána na začátku této kapitoly.

V nadloží výše zmíněných vrstevních sledů leží sedimenty bašského souvrství (střední alb–campan; HANZLÍKOVÁ a ROTH 1963, HOHENEGGER 1861). Maximální mocnost souvrství je až 300 m (PICHA *et al.* 2006). Hlavní vrstevní sled představuje flyš, ve kterém se rytmicky střídají vápnité pískovce (místy s glaukonitem), spongiové rohovce, alodapické šedé vápence, slínovce a zelenošedé i pestré jílovce. Nástup flyšové sedimentace je časově i prostorově nejednotný. Obecně přibývá flyšových hornin směrem do nadloží a od západu k východu (MENČÍK *et al.* 1983). Pro horniny bašského souvrství je typická intenzivní silicifikace. Vysoký obsah SiO_2 ve vodním prostředí souvisel s intenzivním chemickým zvětráváním hornin ve zdrojové oblasti (ELIÁŠ 1970). Na rozdíl od hradišťského souvrství probíhala sedimentace bašského souvrství v prostředí s dostatkem kyslíku. Dle faciální distribuce se sedimentační prostor bašského souvrství nacházel na okraji slezské pánve a byl silně ovlivňován turbiditními proudy.

Sedimentace v bašském vývoji končí uložením palkovického souvrství (maastrichtdan) s maximální mocností 500 m (MENČÍK *et al.* 1983). Flyšová sedimentace se projevuje v rytmickém střídání masivních lavic pískovců a slepenců s tenkými polohami tmavošedých jílovců a deskovitých pískovců s rohovci. Slepence obsahují málo opracované klasty štramberských vápenců. Celý vrstvení sled lze interpretovat jako sedimenty proximální části submarinního vějíře, progradujícího směrem do slezské pánve (ELIÁŠ 1970).

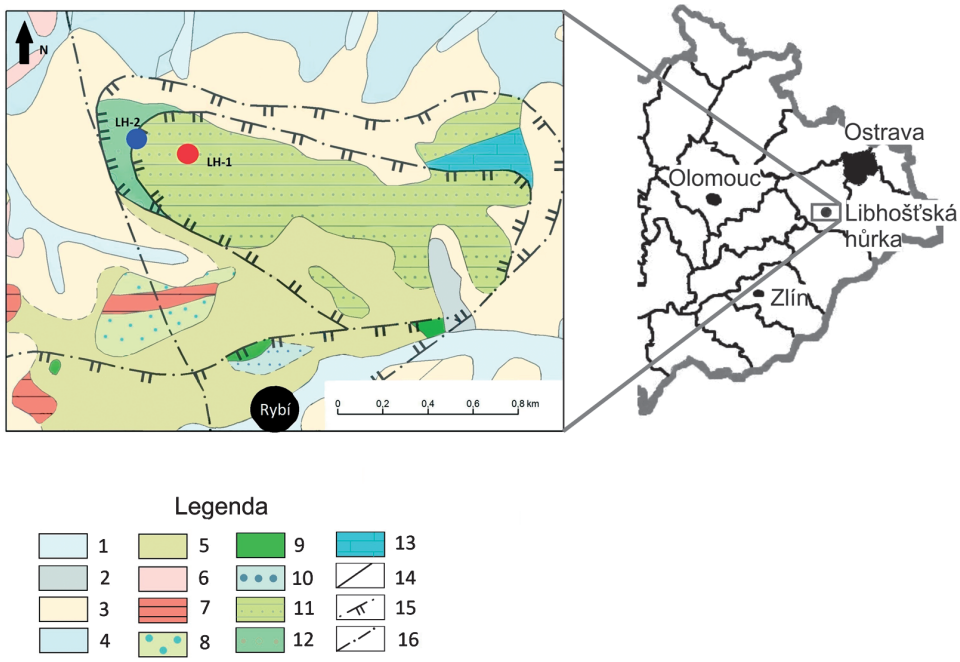
METODIKA

Kopec Libhošťská hůrka, se nachází mezi obcemi Libhošť, Rybí a Závišice, asi 5 km sv. od Nového Jičína a 5,5 km jz. od Příbora. Hřbet kopce je protažen ve v.-z. směru. Vrchol kopce, kde se nachází profil LH-1, je tvořen horninami bašského souvrství. Západní svah Libhošťské hůrky je tvořen chlebovickou facií hradišťského souvrství. Zde byl zkoumán profil LH-2 (viz obr. 1). Na obou profilech byl proveden detailní litologický popis dle běžně užívané terénní metodiky (cf. TUCKER 2003). Sedimentární facie byly vymezeny na základě pozorované vrstevnatosti, zvrstvení, charakteru vrstevních ploch, zrnitosti, atd. Grafická podoba litologických profilů byla vytvořena v programech Strater 5 a Corel Draw X7.

Gamaspektrometrické vlastnosti hornin byly v terénu měřeny gamaspektrometrem GRM 260/B (GF Instruments, s.r.o., Česká republika) s NaI(Tl) scintilačním detektorem. Přístroj automaticky stanovil koncentrace K [%], U [ppm] a Th [ppm]. V terénu bylo celkem změřeno 70 bodů. Měření probíhalo v pravidelných 25 cm krocích v případě profilu LH-1 s dominantní deskovitou a laminovanou vrstevnatostí. Na profilu LH-2 byl navýšen interval měření na 50 cm, s ohledem k méně častým litologickým změnám v důsledku převládající lavicovité vrstevnatosti. Délka měření každého bodu byla 2 minuty, což je pro středně radioaktivní siliciklastické sedimenty dostatečné (cf. SVENDSEN a HARTLEY 2001). Celková radioaktivita horniny byla vyjádřena jako hmotnostní aktivita ekvivalentu ^{226}Ra (a_m) [$Bq.kg^{-1}$] a vypočítaná podle rovnice BERETKY a MATTHEWA (1985) (1):

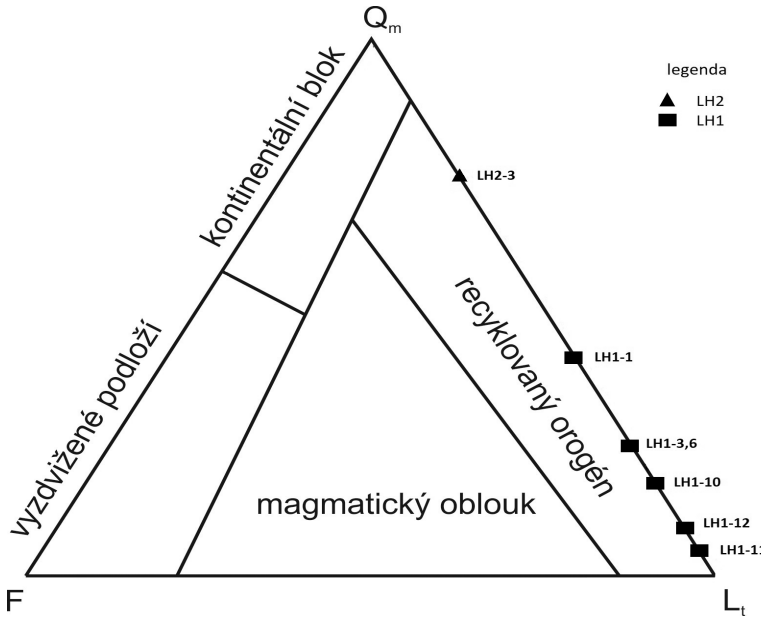
$$a_m\ [Bq.kg^{-1}] = (0{,}077 \times 313\ K\ [\%]) + 12{,}35\ U\ [ppm] + (1{,}43 \times 4{,}06\ Th\ [ppm]) \quad (1)$$

Ze všech makroskopicky odlišitelných litologií byly odebrány reprezentativní vzorky pro laboratorní gamaspektrometrii, která byla studována přístrojem RT-50 (Georadis s.r.o., Česká republika) se scintilačním krystalem NaI(Tl). Každý, z celkem 15 vzorků, byl nejprve nadrcen na jemnou štěrkovou frakci (velikost úlomků do 0,5 cm) a uzavřen do plastových nádob o objemu 250 ml po dobu 3 týdnu, aby se ustavila radioaktivní rovnováha (ŠIMÍČEK *et al.* 2012). Vzorky byly následně měřeny po dobu 30 minut.



Obr. 1. Výřez ze základní geologické mapy 1 : 50 000 ukazující horniny, které budují Libhošťskou hůrku (upraveno podle www1).
kvartér
holocén: 1 – fluviální hlína, písek, štěrk + sediment vodních nádrží; 2 – deluviofluviální smíšený sediment; 3 – deluviální kamenitý až hlinito-kamenitý sediment; **pleistocén:** 4 – glacilakustrinní a lakustrinní jíly, písky a varvy; **neogén–kvartér:** 5 – kamenito-písčito-jílovitá eluvia sedimentárních hornin badenu, karpatu a flyše; **paleogén–mezozoikum (flyšové pásmo Vnějších Západních Karpat) podslezská jednotka:** 6 – podmenilitové souvrství – marinní jílovce, podřadně pískovce a slepence; 7 – podmenilitové souvrství – marinní jílovce; 8 – frýdecké souvrství – marinní jílovce, slepence a pískovce; **slezská jednotka – nerozlišené:** 9 – vulkanity těšínitové asociace; 10 – hradišťské souvrství – marinní jílovec; **slezská jednotka – bašský vývoj:** 11 – hradišťské souvrství – marinní jílovec, pískovec a pelosiderit; 11 – bašské souvrství – marinní pískovec, silicit, vápenec a jílovec; 12 – chlebovické vrstvy – marinní pískovec, slepenec, jílovec, vápenec; 13 – štramberský vápenec; 14 – hranice zjištěná; 15 – pokles; 16 – zlom zakrytý

Fig. 1. Geological map of Libhošťská hůrka (by www1).
Quaternary-Holocene: 1 – fluvial mud, sand, gravel + sediment of water reservoirs; 2 – deluviofluvial sediments; 3 – deluvial sediments, sandy loam enriched in gruss and cobbles; **Quaternary-Pleistocene:** 4 – glaciolacustrine and lacustrine clay, sand and varve; **Quaternary–Neogene:** 5 – eluvial sandy-loam enriched in cobbles of badenian, carpatian and flysch rocks; **Paleogene–Mesozoic: Subsilesian unit:** 6 – Submenilitic Formation – marine mudstone, less sandstone and conglomerate; 7 – Submenilitic Formation – marine mudstone; 8 – Frýdek Formation – marine mudstone, conglomerate and sandstone; **Silesian unit:** 9 – teschenite association; 10 – Hradiště Formation – marine mudstone; **Silesian unit – Baška subunit:** 11 – Hradiště Formation – marine mudstone, sandstone and pelosiderite; 11 – Baška Formation – marine sandstone, chert, limestone and mudstone; 12 – Chlebovice Member – marine sandstone, conglomerate, mudstone, limestone; 13 – Štramberk limestone; 14 – geological boundary, observed; 15 – normal fault; 16 – concealed fault



Obr. 2. Diagram provenience klastického materiálu na základě modálního složení (DICKINSON *et al.* 1983). Hlavní komponenty představují křemen, litické úlomky a živce (Qm – monokrystalický křemen, Lt – všechny litické úlomky, F – živce).

Fig. 2. Provenience diagram of clastic material based on modal composition (DICKINSON *et al.* 1983). Components are represented by quartz, lithic fragments and feldspars (Qm – monocrystallic quartz, Lt – lithic fragments, F – feldspars).

Vzorky pro optickou mikroskopii byly odebírány z různých litologií s převládající velikostí zrna v písčité frakci a z různých výškových úrovní profilů tak, aby byla pokrytá celá jejich mocnost. Z označení vzorků lze vyčíst, ke kterému profilu patří a za pomlčkou je uvedena výška v metrech nad bází profilu, kde byl vzorek odebrán (např. LH1-3,6). Analýza byla prováděna na 6 zakrytých výbrusových preparátech (bašské souvrství reprezentují LH1-1, LH1-3,6, LH1-10, LH1-11, LH1-12, chlebovický slepenec je zastoupen vzorkem LH2-3) pomocí polarizačního mikroskopu a posuvného zařízení, které zaručovalo nezávislý výběr bodů. V každém výbrusu bylo identifikováno 300 zrn. Planimetrická analýza byla provedena podle Gazzi-Dickinsonovy metody, která minimalizuje vliv zrnitostních změn na složení sedimentů (DICKINSON 1985). Pro potřeby vynášení do ternárních diagramů byly rozlišovány skupiny: monokrystalického (Qm) a polykrystalického (Qp) křemene, draselného živce (K) a plagioklasu (P), úlomky sedimentů a metasedimentů (Ls), úlomky magmatických a metamagmatických hornin (Lm) a neidentifikovatelné litické úlomky (Li). Data byla do proveniencních ternárních diagramů vynášená v programu Tridraw 2.6 a následné grafické úpravy byly provedeny v programu COREL Draw x7.

Prvkové složení hornin, odebraných v pravidelných 10 cm (profil LH-1) a 25 cm (profil LH-2) intervalech, bylo stanoveno metodou ED-XRF přístrojem DELTA (Innov-X, Inc., USA) v modu GEOCHEM. Rozdílný interval odběru vzorků na profilech zohledňuje rozdílnou mocnost a intenzitu střídání vrstev. Zvolené intervaly jsou dostatečné k odhalení případných kompozičních změn v rychle se měnících rytmicky-uložených horninách i uvnitř makroskopicky uniformních vrstev o mocnosti i několik metrů. Před vlastním měřením by-

ly kusové vzorky převedeny do práškového stavu na planetovém mlýnku. Množství potřebné pro analýzu (cca. 3 g) bylo získáno kvartací. Každý vzorek byl měřen po dobu 240 sekund při urychlovacím napětí 15 kV a 40 kV. Spektrometrem byly stanoveny základní prvky: Al, Si, K, Ca, Mn, Fe a stopové prvky Ti, V, Cr, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Zr a Pb. Výsledky byly zpracovávány v programu MS Excel. Poměr Si/Al byl použit jako geochemický proxy indikátor zralosti a zrnitosti klastických sedimentů (cf. Kalaivanan *et al.* 2016, Sahoo *et al.* 2017). Rovněž poměr Zr/Rb je citlivým indikátorem změn zrnitosti sedimentů. Poměr K/Al je používán k určení minerálního nosiče K v horninách. Hodnoty poměru Rb/Sr vypovídají o intenzitě zvětrávání ve zdrojové oblasti (McLennan *et al.* 1993) a poměr V/Cr je citlivý na změny redoxních podmínek v depozičním prostředí (Nesbitt a Young 1982).

VÝSLEDKY

Faciální analýza

Na základě srovnání terénního litologického popisu s faciální klasifikací Pickeringa *et al.* (1986) bylo vyčleněno 6 faciálních tříd (obr. 3), přičemž třída F1 je rozdělená do dvou podtříd. Faciální třídy F1–F5 představují siliciklastické sedimenty zastoupené zrnitostní škálou od slepenců, přes pískovce a prachovce až po jílovce. Faciální třída F6 zahr-

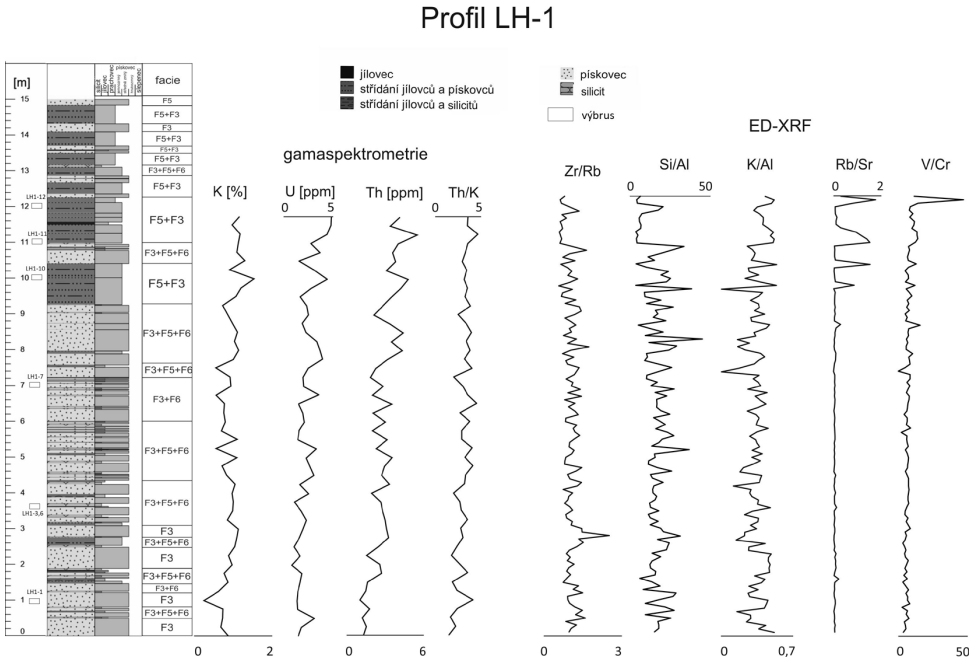
Obr. 3. Příklady faciálních tříd vyčleněných na profilech LH-1 a LH-2. **A:** Faciální třída F1a na profilu LH-2 (chlebovická facie) – drobnozrnný, špatně zrnitostně vytříděný slepenec s masivním zvrstvením a až 20 cm plovoucími klasty vápenců. **B:** Faciální třída F1b na profilu LH-2 (chlebovická facie) – drobnozrnný slepenec s masivním zvrstvením. **C:** Faciální třída F2 na profilu LH-2 (chlebovická facie) – lavice velmi hrubozrnného pískovce až drobnozrnného slepence s horizontálním zvrstvením a výraznými výmoly na bázi. **D:** Faciální třída F3 na profilu LH-1 (bašské souvrství) – desky masivního až nevýrazně horizontálně zvrstveného pískovce; Jednotlivé desky jsou od sebe odděleny laminami jílovce (F5) a silicitu (F6).

Fig. 3. Some facies examples for LH-1 and LH-2. **A:** facie class F1a at LH-2 section (chlebovice member) – fine-grained, bad-sorted conglomerate with massive structure. Contains limestone clasts up to 20 cm. **B:** facie class F1b at LH-2 section (chlebovice member) – fine-grained conglomerate with massive structure. **C:** facie class F2 at LH-2 section (chlebovice member) – coarse-grained sandstone and/or fine-grained conglomerate with laminated structure and scours at its base. **D:** facie class F3 at LH-1 section (baška formation) – massive sandstone interbedded by claystone (F5) and chert (F6).

nuje silicity. Detailní litologický popis jednotlivých faciálních tříd je uveden v tabulce 1. Na lokalitě LH-1 byly identifikovány tři faciální třídy (F3, F5 a F6; obr. 4). Spodní část profilu je budována především lavicemi až deskami masivních nebo planárně laminovaných silně prokřemenělých pískovců (F3). Jednotlivé vrstvy jsou odděleny tenkými polohami jílovců (F5) nebo silicitů (F6). Směrem do nadloží lze pozorovat snižování mocnosti pískovcových vrstev a jemně rytmické střídání faciálních tříd F3, F5 a F6 (obr. 4). Na lokalitě LH-2 bylo identifikováno šest faciálních tříd (F1a, F1b, F2, F3, F4, F5; obr. 4). Dominantně jsou zastoupeny lavice až desky nevýrazně normálně gradačních velmi hrubozrnných pískovců s rozptýlenými psefitickými klasty (F2) a masivní slepence s hojnými klasty až balvany vápenců štramberského typu (F1a, F1b) (obr. 5).

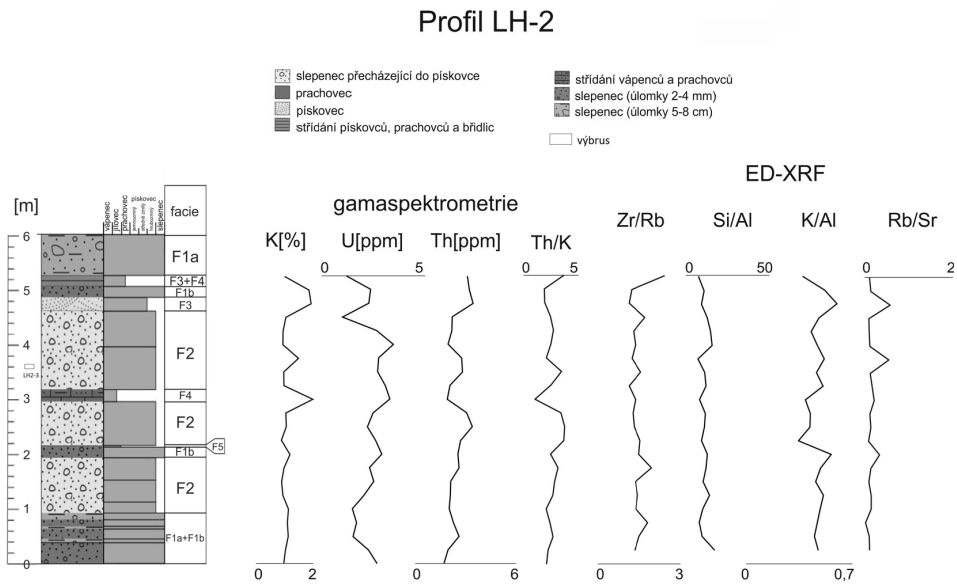
Gamaspektrometrie

Průměrné koncentrace radioaktivních prvků zjištěné na profilu LH-1 jsou v případě K: 0,9 % (min: 0,25 %; max: 1,53 %), Th: 2,9 ppm (min: 1,03 ppm; max: 5,5 ppm) a U: 2,4 ppm (min: 0,83 ppm; max: 4,83 ppm). Průměrná hodnota hmotnostní aktivity ekvivalentu ^{226}Ra (a_m) je 68,43 Bq.kg^{-1}. V rámci profilu LH-1 lze pozorovat mírné zvyšování koncentrací K, U, Th i a_m směrem do nadloží. Horniny na lokalitě LH-2 se vyznačují podobně nízkou přirozenou radioaktivitou jako v případě profilu LH-1. Vzorky z profilu LH-2 mají průměrnou koncentrací K 1,0 % (min: 0,74 %; max: 1,85 %). V případě Th je průměrná koncentrace 2,5 ppm (min: 1,72 ppm; max: 3,45 ppm) a U dosahuje průměrných hodnot 2,3 ppm (min: 1 ppm; max: 3,47 ppm). Průměrná hodnota a_m je 67,83 Bq.kg^{-1}. Největší vliv na celkovou radioaktivitu sedimentů zkoumaných na profilech LH-1 a LH-2 má U, jak vyplývá z hodnot koeficientů lineární regrese R^2 (a_m:K 0,44; a_m:U 0,70; a_m:Th 0,56).



Obr. 4. Litologický profil lokality LH-1 s výsledky gamaspektrometrie a rentgenové fluorescenční spektroskopie (ED-XRF).

Fig. 4. Lithological profile of LH-1 locality with gamma-ray spectrometry and ED-XRF results.



Obr. 5. Litologický profil lokality LH-2 s výsledky gamaspektrometrie a rentgenové fluorescenční spektroskopie (ED-XRF).
Fig. 5. Lithological profile of LH-2 locality with gamma-ray spectrometry and ED-XRF results.

Tabulka 1. Faciální třídy vyčleněné na profilech LH-1 a LH-2 na základě terénního litologického popisu a Pickeringovy klasifikace (PICKERING *et al.* 1986).
Table 1. Facies classes identified at LH-1 and LH-2 sections on the basis of field lithological description and comparison with Pickering´s classification (PICKERING *et al.* 1986).

faciální třída	mocnost [cm]	zrnitost	sedimentární struktury	vrstevní plochy	barva	ostatní
F1a	5–80	drobno- až středně zrnitý slepenec	masivní zvrstvení	zvlněné báze	světle žlutozelený	plovoucí valouny vápence až 20 cm, plochy amalgamace
F1b	10–40	drobno- až středně zrnitý slepenec	nevýrazné horizontální zvrstvení	zvlněné báze	světle žlutozelený	valouny vápence a křemene (2–4 mm)
F2	20–80	velmi hrubozrnný pískovec, drobnozrnný slepenec	horizontální zvrstvení, občas nevýrazná normální gradace		světle šedý, nažloutlý	plochy amalgamace, valouny vápence (2 cm) špatně vytříděný
F3	2–59	jemně- až středně zrnitý pískovec	místy horizontální, masivní zvrstvení, vzácně i gradační či konvolutní	rovná, ojediněle zvlněná báze ostrý přechod mezi vrstvami	béžový, šedožlutý	
F4	15–22	rytmické střídání prachovců a jílovců (vzácně se vyskytují polohy kalciturbiditů)	jílovec: laminovaný prachovec: masivní kalciturbidit: masivní		jílovec: černý prachovec: šedý kalciturbidit: světle šedý	
F5	0,5–8	jílovec	laminovaný	rovná, ojediněle zvlněná báze ostrý přechod mezi vrstvami	šedý, zelenošedý, černý	střípkovitě rozpadavý
F6	< 3	silicit	masivní či laminovaný	rovná, ojediněle	světle šedý, šedý,	lasturnatý lom

Mezi koncentracemi K a Th existuje střední hodnota pozitivní korelace (R^2: 0,58). Naopak korelace mezi koncentracemi U a Th je špatná (R^2: 0,24) a mezi K a U nebyla zjištěna žádná korelace (R^2: 0,07). Jednotlivé litologie se od sebe gamaspektrometricky příliš neliší. Rozdíly koncentrací K, U i Th a hodnot poměru Th/K a a_m mezi jednotlivými faciálními třídami jsou zpravidla menší než hodnota směrodatné odchylky. Zvyšování gamaspektrometrických hodnot ve svrchní části profilu LH-1 koresponduje se zvyšováním podílu pelitických sedimentů ve vrstevním sledu (viz tabulka 2).

Tabulka 2. Terénní gamaspektrometrií získané minimální, maximální a průměrné (tučně) hodnoty a směrodatná odchylka (kurzívou) koncentrací K, U a Th, poměru Th/K a vypočítané hmotnostní aktivity ekvivalentu ^{226}Ra (a_m) ve faciálních třídách F1, F2 a F3. Rytmit1 a Rytmit 2 představují sled rychle se měnících litologií, které budují významnou část profilu LH-1 a které nelze terénní gamaspektrometrií rozlišit. V případě Rytmitu1 dominuje faciální třída F3 (mocnost do 10 cm) a podřízeně se vyskytují faciální třídy F5 a F6. V případě rytmitu2 dominuje pelitická litologie (F5) a vrstvy pískovců (F3) se vyskytují podřízeně.

Table 2. Field gamma-ray spectrometric minimal, maximal and average (bold) values and standard deviations (italics) of concentrations of K, U and Th, Th/K ratio and calculated mass activity of ^{226}Ra equivalent (a_m) in facies classes F1, F2 and F3. The "Rytmit1" and "Rytmit2" represent succession of frequently (rhythmically) changing lithologies, which form significant portion of LH-1 section. Individual layers of thin thickness are impossible to distinguish using field gamma-ray spectrometry. Facies class F3 (thickness < 10 cm) dominates over facies classes F5 and F6 in "rytmit1". Pelitic sediments (F5) dominate over sandstones (F3) in "rytmit2".

		faciální třída				
		F1a+F1b	F2	F3	rytmit1	rytmit2
K [%]	min	0,82	0,74	0,25	0,56	0,91
	max	1,71	1,34	1,79	1,30	1,53
	průměr	**1,06**	**0,88**	**0,92**	**0,86**	**1,14**
	st. dev.	*0,30*	*0,15*	*0,26*	*0,21*	*0,17*
U [ppm]	min	1,52	1,00	0,83	1,09	1,69
	max	2,90	3,47	3,94	3,69	4,83
	průměr	**2,24**	**2,41**	**2,15**	**2,17**	**3,60**
	st. dev.	*0,50*	*0,61*	*0,77*	*0,78*	*1,09*
Th [ppm]	min	1,72	1,97	1,03	1,63	3,12
	max	3,24	3,41	4,40	3,82	5,50
	průměr	**2,40**	**2,47**	**2,66**	**2,62**	**4,09**
	st. dev.	*0,49*	*0,44*	*0,93*	*0,65*	*0,73*
Th/K	min	1,89	2,06	1,50	1,87	3,14
	max	2,68	3,75	4,53	4,04	4,66
	průměr	**2,30**	**2,87**	**2,93**	**3,09**	**3,58**
	st. dev.	*0,26*	*0,55*	*0,83*	*0,62*	*0,43*
a_m [Bq.kg^{-1}]	min	56,94	46,93	28,68	45,71	66,81
	max	89,29	82,46	98,19	92,74	119,21
	průměr	**67,18**	**65,23**	**64,22**	**62,80**	**95,69**
	st. dev.	*11,69*	*8,74*	*16,22*	*11,28*	*17,78*

Gamaspektrometrie

Ve spodní části profilu LH-1, která je budována především lavicovitými, silně prokřemenělými pískovci byly odebrány 2 vzorky (výbrusy LH1-1 a LH1-3,6, oba faciální třída F3). V obou případech dominují litické úlomky nad křemennými zrny. Poměr mezi obsahem celkového křemene (Qt) a litických úlomků (Lt) je Qt 42,9 % : Lt 57,1 % ve výbrusu LH1-1 a Qt 26,6 % : Lt 73,4 % ve výbrusu LH1-3,6. Živce se ve vzorcích vyskytují ojediněle (méně než 1 % všech zrn). Téměř 95 % křemenných zrn tvoří monokrystalický křemen (Qm) s undulózním zhášením. Litické úlomky jsou zastoupeny klasty jílovců a prachovců, méně se vyskytují karbonáty. Základní hmota je křemitá. Ve výbrusech se běžně vyskytují agregáty glaukonitu, občas postižené intenzivní alterací (nejčastěji chloritizací). Výbrusy LH1-10, LH1-11, LH1-12 odebrané z vyšší části profilu LH-1 mají vyšší obsah litických klastů na úkor celkového křemene. Ve skupině křemenných zrn opět výrazně dominuje monokrystalická varieta s undulózním zhášením. Ve skupině litických klastů přibývají úlomky silicitů na úkor jílovců či prachovců v porovnání s výbrusy z nižší části profilu. V pískovcích přibývá obsah karbonátového tmelu na úkor křemitého tmelu směrem do nadloží. Také obsah glaukonitu v pískovcích se do nadloží snižuje.

Z profilu LH-2 byl studován výbrus LH2-3 (faciální třída F2) V tomto pískovci výrazně dominují křemenná zrna. Poměr mezi celkovým křemenem a litickými úlomky je Qt 78,6 % : Lt 21,4 %. Litické úlomky jsou zastoupeny klasty jílovců a prachovců, méně se vyskytují karbonáty. Živce se vyskytují vzácně a jejich obsah se pohybuje v prvních desetinách procent. Skupinu křemene dominantně zastupují monokrystalická zrna s undulózním zhášením. Běžně se vyskytují oválné agregáty glaukonitu.

Výsledky energiově-disperzní rentgenové fluorescenční spektroskopie (EDXRF)

Při studiu prvkové geochemie byly zjištěny určité rozdíly mezi jednotlivými litologiemi (tabulka 2). Faciální třídy pískovců a silicitů (F3 a F6) se vyznačují vysokým poměrem Si/Al. Naopak aleuritické a pelitické facie (F4 a F5) mají tento poměr nízký. Hodnoty poměru K/Al jsou v jednotlivých faciálních třídách podobné. Nevyšší průměrné hodnoty byly zjištěny v třídě F2 (0,46), nejnižší pak v třídě F3 (0,33). Rozdíly jsou na úrovni směrodatné odchylky, případně nižší (viz tabulka 3). Relativně nízké hodnoty poměru Zr/Rb byly zjištěny v pelitech (F5 – průměrně 0,74). V ostatních faciálních třídách mohou být hodnoty Zr/Rb až dvojnásobné. Opačně se chová poměr Rb/Sr, kde nejvyšší průměrné hodnoty odpovídají jemnozrnným faciím (F5), zatímco další faciální třídy mají nízký poměr Rb/Sr. Poměr V/Cr byl stanoven pouze na profilu LH-1. Faciální třídy F3 a F6 se od sebe příliš neliší a průměrné hodnoty V/Cr dosahují 1,61, respektive 1,79. Nízké hodnoty V/Cr byly naopak detekovány v pelitech (F5).

Relativně vysoké hodnoty poměru Si/Al, Zr/Rb a velmi nízké hodnoty Rb/Sr a V/Cr v rámci profilu LH-1 lze pozorovat v jeho spodní a střední části (metráž 0–9 m). Ve svrchní části profilu lze pozorovat obecné snížení hodnot poměru Si/Al a Zr/Rb a byly zde naměřeny nejnižší hodnoty těchto poměrů Naopak u hodnot Rb/Sr a V/Cr dochází k jejich zřetelnému nárůstu v porovnání s nižší částí profilu LH-1. Hodnoty poměru K/Al nevykazují žádný vertikální trend (obr. 4).

Na profilu LH-2 nelze ani u jednoho z vybraných prvkových poměrů sledovat nějaký vertikální trend. Při srovnání obou studovaných profilů lze u profilu LH-2 pozorovat relativně nižší hodnoty poměru Si/Al a vyšší hodnoty poměrů Zr/Rb, K/Al a Rb/Sr (obr. 5). Obsah Cr byl na profilu LH-2 pod detekčním limitem EDXRF metody a proto nebyl stanoven poměr V/Cr.

Tabulka 3. Distribuce maximálních minimálních a průměrných (tučně) hodnot vybraných prvkových poměrů v jednotlivých faciálních třídách stanovené metodou ED-XRF, včetně směrodatné odchylky (kurzívou); ND – nedetekováno.

Table 3. Distribution of maximal, minimal and average (bold) EDXRF determined values of selected element ratios in individual facial classes, including the standard deviation (italics); ND – not detected.

		faciální třída					
		F1a+F1b	F2	F3	F4	F5	F6
Si/Al	min	7,92	7,20	5,34	7,57	3,81	15,40
	max	16,98	15,72	45,02	8,20	13,01	36,95
	průměr	**11,67**	**11,76**	**18,00**	**7,89**	**7,41**	**21,27**
	st. dev.	*3,10*	*2,21*	*6,72*	*0,31*	*2,98*	*5,78*
K/Al	min	0,03	0,34	0,00	0,37	0,26	0,26
	max	0,56	0,52	0,60	0,39	0,54	0,47
	průměr	**0,41**	**0,46**	**0,33**	**0,38**	**0,43**	**0,35**
	st. dev.	*0,19*	*0,05*	*0,10*	*0,01*	*0,07*	*0,06*
Zr/Rb	min	1,24	1,14	0,73	1,37	0,57	0,84
	max	1,80	1,95	2,52	2,41	0,99	1,63
	průměr	**1,48**	**1,43**	**1,12**	**1,89**	**0,74**	**1,16**
	st. dev.	*0,19*	*0,21*	*0,27*	*0,52*	*0,12*	*0,22*
Rb/Sr	min	0,02	0,09	0,01	0,11	0,03	0,03
	max	0,34	0,55	0,58	0,21	1,76	0,06
	průměr	**0,14**	**0,16**	**0,06**	**0,16**	**0,52**	**0,05**
	st. dev.	*0,11*	*0,12*	*0,07*	*0,05*	*0,58*	*0,01*
V/Cr	min	ND	ND	0,36	ND	0,35	1,13
	max	ND	ND	2,96	ND	1,73	3,44
	průměr	**ND**	**ND**	**1,61**	**ND**	**0,93**	**1,79**
	st. dev.	*ND*	*ND*	*0,46*	*ND*	*0,40*	*0,60*

DISKUZE

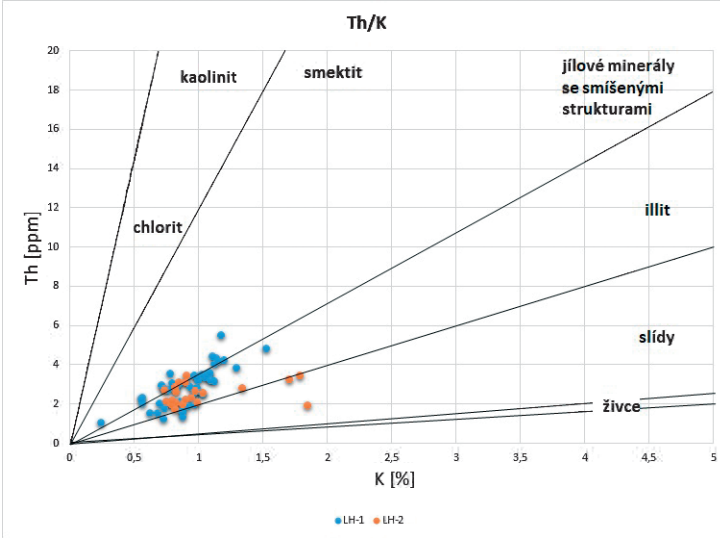
Lavice až desky středně až hrubozrnných masivních pískovců, u stropu občas s horizontální laminací, které se vyznačují laterálně stabilní mocností a ostrou a rovnou spodní i svrchní vrstevní plochou, většinou bez výraznějších proudových stop či bioturbací (faciální třída F3) budují především spodní část profilu LH-1. Tyto vrstvy, které vznikaly ukládáním z vysokohustotních turbiditních proudů, odpovídají oddělení S3 Loweho sekvence (Lowe 1982) či oddělení Ta v Boumově sekvenci (Bouma 1962). Jednotlivé lavice a desky pískovců jsou odděleny tenkými vrstvami sedimentů uložených z nízkohustotních proudů a pelagického a hemipelagického spadu (zejména facie F5; Shanmugam 2006). Tento vrstevní sled odpovídá definici sedimentů písčitých laloků ve střední části submarinního turbiditního vějíře (Reading a Richards 1994). Tenké polohy jemnozrnnějších facií mohou představovat sedimentaci v prostoru mezi migrujícími písčitými laloky, případně je jejich vznik svázán s depozicí z trakce silně zředěných turbiditních proudů (Słomka 1995). Směrem do nadloží dochází na profilu LH-1 ke snižování mocnosti vrstev pískovců a naopak narůstá mocnost poloh, ve kterých se rytmicky střídají desky až laminy sedimentů faciálních tříd F3, F5 a F6. Toto středně až hrubě rytmické střídání pískovců, rohovců a jílovců je pro bašské souvrství typické (Eliáš 1970, 1979, Menčík *et al.* 1983, Stráník *et al.* 1993). Ve svrchní části profilu LH-1 již dominuje jemně rytmická sedimentace a jílovce a prachovce převládají nad pískovci. Vrstevní sled ve svrchní části indikuje sedimentaci v přechodné zóně mezi distální části turbiditního submarinního vějíře a pozaďovou pánevní sedimentací (Reading a Richards

1994). Zkoumaný profil LH-1 pak pravděpodobně zachycuje retrogradaci sedimentárních facií. Profil LH-2 je budován především lavicemi slepenců a velmi hrubozrnných pískovců (faciální třídy F1a, F1b, F2). Báze těchto vrstev jsou erozní, často s výraznými výmoly. U některých vrstev je patrné jejich laterální vykliňování. Nápadná je přítomnost plovoucích ostrohranných i zaoblených valounů až balvanů vápenců štramberského typu, které svědčí o vysoké energii proudění (Einsele 1992). Z výše uvedených znaků lze usuzovat na ukládání materiálu ze zrnotoků, úlomkotoků a vysokohustotních turbiditních proudů (Shanmugam 2006). Faciální architektura profilu odpovídá výplni kanálů v proximální části submarinního turbiditního vějíře (Reading a Richards 1994). Jako sedimenty proximální části submarinních vějířů interpretuje slepencová tělesa v bašském vývoji také Eliáš (2000). V základní geologické mapě jsou tyto sedimenty přiřazovány k chlebovickému slepenci. Avšak Menčík *et al.* (1983) přiřazuje slepence mezi obcemi Libhošť a Rybí bazální části bašského souvrství. Faktem je, že přítomnost slepenců s hojnými klasty štramberských vápenců je doložena z většiny vrstevního sledu bašského vývoje (Eliáš 2000, Menčík *et al.* 1983). Bez paleontologického studia proto nelze zkoumané sedimenty k chlebovickému slepenci jednoznačně zařadit.

Rychlé střídání málo mocných vrstev, zejména ve vyšší části profilu LH-1, znemožňuje využití terénní gamaspektrometrie jako citlivého litologického indikátoru (cf. Šimíček *et al.* 2012). I přes míšení gamaspektrometrického signálu z různých vrstev reaguje metoda na změny v obsahu jílových minerálů (Rider 1990). Projevuje se to při srovnání spodní části profilu LH-1, která je budována především lavicemi pískovců (F3) a svrchní části profilu, která je budována jemně rytmicky zvrstvenými sedimenty s dominancí pelitů (F5). Ve svrchní části jsou koncentrace U a Th a hodnoty a_m zhruba o polovinu vyšší v porovnání se spodní částí profilu LH-1. Do nadloží zvyšující se hodnoty celkové radioaktivity (v článku vyjádřené hodnotami a_m) jsou typické pro FU (*finning upward*) trendy v submarinních turbiditních systémech (Catuneanu 2006). Terénní gamaspektrometrie tak, i přes ne zrovna ideální litologii profilů, potvrzuje výsledky faciální analýzy.

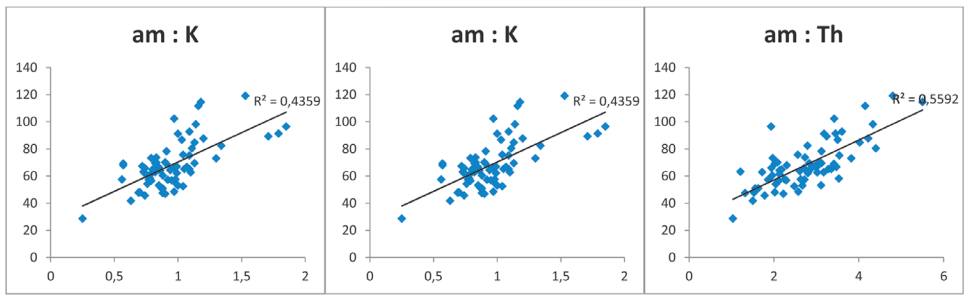
Za zdrojovou oblast klastického materiálu ve vrstevních sledech bašského vývoje je pokládána bašská elevace, která oddělovala sedimentační prostor podslezské a slezské jednotky. Dokládají to paleoproudová data, distribuce sedimentárních těles i minerální a valounové složení sedimentů (Eliáš 1970, 1974, Menčík *et al.* 1983). Vztah mezi bašskou elevací a sedimenty bašského vývoje dokládají hojné valouny až bloky vápenců štramberského typu. Tyto vápence vznikaly na mělkomořské karbonátové platformě na povrchu bašské elevace během svrchní jury (Picha *et al.* 2006). V době sedimentace bašského souvrství byly tyto vrstevní sledy již vynořené a podléhaly krasovění (Houša 1965) a mechanickému rozpadu. Redeponované klasty až bloky vápenců se hromadily spolu dalším materiálem na úpatí kontinentálního svahu bašské elevace (Eliáš 1979, Menčík *et al.* 1983). Přítomnost těchto vápencových klastů je tak jedním z poznávacích znaků hornin bašského vývoje (Menčík *et al.* 1983). To potvrzují také výsledky modálního složení pískovců (faciální třída F3), kde jsou kromě křemene hojně zastoupeny také klasty vápenců štramberského typu. V slepencích na profilu LH-2 lze tyto klasty pozorovat i makroskopicky. Přítomnost skluzových těles (tilloidních) slepenců (Eliáš 1970) s klasty až bloky různě tvarově opracovaných vápenců dokládá zvýšenou tektonickou aktivitu ve zdrojové oblasti a intenzivní přínos klastik. Především bašské souvrství má výrazný flyšový charakter (Menčík *et al.* 1983). Deformované vrstevní sledy vzniklé podmořskými sesuvy a skluzy jsou popisovány také v bašském souvrství mezi obcemi Rybí a Libhošť (Menčík *et al.* 1983), avšak na studovaných profilech zastiženy nebyly. Provenienční ternární diagramy ukazují na zdroj klastického materiálu z recyklovaného orogénu budovaného křemenem bohatými horninami (profil LH-2). Vzorky odebrané na profilu LH-1 vykazují v porovnání s profilem LH-2 určitý posun provenience klastického materiálu směrem k litickému- až přechodnému-recyklovanému orogénu (*sensu* Dickinson *et al.* 1983). Tento posun může ukazovat na postupnou hloubkovou erozi bašské elevace mezi sedimentací chlebovických slepenců a bašského souvrství. Do systému se tak mohly postupně dostávat také horniny z podloží

karbonátové platformy (kadomské krystalinické horniny a jejich paleozoický pokryv), což diskutuje také Eliáš (2000). Primární zdroj křemenných zrn z plutonických a vysoce metamorfovaných hornin koresponduje ve zkoumaných pískovcích s naprostou dominancí monokrystalického, undulózně zhášejícího křemene (Blatt 1967). Nízký obsah slíd a K-živců a vysoký obsah křemene a karbonátů (litické úlomky i tmel) koresponduje s nízkými gamaspektrometrickými hodnotami. Při nedostatku slíd a K-živců jsou litické úlomky jílovců a prachovců (respektive jílové minerály v nich obsažené), spolu s glaukonitem, nejspíše hlavním nosičem radioaktivního signálu a hlavním zdrojem K a částečně také Th (obr. 6; cf. Rider 1990, Sahoo *et al.* 2017, Šimíček a Bábek 2015). Společný zdroj K a Th dokládá také gamaspektrometricky zjištěná relativně dobrá korelace mezi těmito prvky.



Obr. 6. Graf poměru hodnot Th a K získaných gamaspektrometrickou metodou, ze kterého lze určit hlavní nosiče těchto prvků v horninách (modře zaznačené hodnoty z profilu LH-1, oranžově LH-2; upraveno podle Ridera 1990).

Fig. 6. Graph of the ratio of Th and K values gained from gamma-ray spectrommetric, from which we can determinate main carrier of these elements (blue marks are for LH-1, orange marks are for LH-2).



Obr. 7. Celková hmotnostní aktivita ekvivalentu ^{226}Ra (a_m) [Bq.kg^{-1}] a vypočítaná podle rovnice Beretky a Matthewa z veškerých naměřených hodnot na LH-1 i LH-2.

Fig. 7. Radium equivalent activity ^{226}Ra (a_m) [Bq.kg^{-1}] measured by Beretkas and Matthews equation.

Poměry Si/Al a Zr/Rb reagují na litologické změny. Zjemňování sedimentace směrem do nadloží v profilu LH-1 se projevuje snížením hodnot poměru Si/Al i Zr/Rb v nejsvrchnější části tohoto profilu. Podobný tvar křivek obou poměrů ve svrchní části profilu LH-1 indikuje jejich citlivost na zvýšený obsah jílových minerálů v důsledku litologické změny související s posunem sedimentace směrem do distálnější části depozičního systému, spíše než na změny zralosti sedimentů. Hodnoty poměru Rb/Sr indikují intenzivní chemické zvětrání ve zdrojové oblasti (cf. Register *et al.* 1980). Tomu odpovídají také velmi nízké hodnoty K/Al, což koresponduje s faktem, že horniny jsou chudé na K-živce a slídy. Tyto obvyklé komponenty pískovců jsou v podmínkách intenzivního chemického zvětrávání nestabilní. Tropické podmínky, ve kterých se v období svrchní křídy nacházelo zájmové území, bylo ideální pro intenzivní rozpouštění hornin a bylo zodpovědné i za rozpad a krasovění vápenců (Houša 1965). Silikátové zvětrávání nekarbonátových hornin dodávalo do moře křemík v koloidní formě a ten následně přispíval k silnému prokřemenění pískovců a vzniku poloh silicitů, jaké můžeme pozorovat na profilu LH-1 (e.g. Wollast a Mackenzie 1983). Eliáš (2000) sedimenty baškého souvrství dokonce označuje termínem periplatformní hleny. Hodnoty redox-proxy poměru V/Cr indikují vznik sedimentů v prostředí se sníženým obsahem kyslíku (Sahoo *et al.* 2017).

ZÁVĚR

V rámci této práce byly studovány dva profily bašského vývoje slezské jednotky na Libhošťské Hůrce. Na základě litologického popisu bylo vyčleněno celkem sedm sedimentárních facií a subfacií, které reprezentují sedimentaci z úlomkotoků, zrnotoků, turbiditních proudů i hemipelagického a pelagického spadu. Profily LH-1 i LH-2 se litologicky liší a odrážejí sedimentaci v rozdílných částech submarinního turbiditního systému. Zatímco sedimenty na profilu LH-1 dokumentují ukládání ve střední části submarinního vějíře (písčité laloky), představují sedimenty profilu LH-2 výplň kanálů v proximální části systému. Faciální architektura zkoumaných profilů, především rytmické střídání vrstev s malou mocností komplikuje litologický interpretační potenciál gamaspektrometrických dat.

Hlavní zdrojovou oblastí klastického materiálu byla bašská elevace. Materiál v podobě redeponovaných vápencových klastů je důležitou složkou valounového složení slepenců a je hojný také v modálním složení zkoumaných pískovců bašského souvrství. Spolu s tím se do systému dostával také materiál, jehož primárním zdrojem byly hlubší korové partie bašské elevace.

Na modálním složení pískovců se podílí především neradioaktivní materiál, a sice křemen a karbonáty, ve formě detritu i tmelu. Tomu odpovídá nízká přirozená radioaktivita zkoumaných sedimentů. Gamaspektrometrický signál je spojen především s glaukonitem a litickými klasty jílovců a prachovců.

Poměry Si/Al a Zr/Rb reagují na litologické změny indikující posun sedimentace do distálnější části depozičního prostředí spíše než na změny zralosti sedimentů. Hodnoty poměru Rb/Sr, nízké hodnoty poměru K/Al a vysoký obsah Si indikují destrukci živců a intenzivní přínos SiO_2 v důsledku silného chemického zvětrání ve zdrojové oblasti. Hodnoty poměru V/Cr indikují vznik sedimentů v prostředí se sníženým obsahem kyslíku.

PODĚKOVÁNÍ

Tento článek vznikl za podpory projektu IGA_2019_017. Děkuje rovněž oběma recenzentům článku za cenné připomínky.

LITERATURA

Beretka, J., Matthew, P. J., 1985: Natural radioactivity of Australian building materials, industrial wastes and by-products. – Health Physics, 48, 87–95.

Blatt, H., 1967: Original characteristics of clastic quartz grains. – J. Sediment. Petrol., 37, 401–424.

Bouma, A., H., 1962: Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation (Published Ph.D. thesis). – Elsevier, Amsterdam. 168 str.

Catuneanu, O., 2006: Principles of Sequence Stratigraphy (1st ed.). – Elsevier Pub. Co., New York, 386 str.

Dickinson, W. R., 1985: Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G. G., (Ed.): Provenance of Arenites – NATO ASI Series C 148, D. Reidel Publishing Company, 333–363

Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjaves, J. L., Ferguon, R. C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. A., Ryberg, P. T. 1983: Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. – Geol. Soc. America Bull, 94, 222–235.

Einsele, G., 1992: Sedimentary basins: evolution, facies and sediment budget. – Springer Verlag, Berlín, 628str.

Eliáš, M., 1970: Litologie a sedimentologie slezské jednotky v Moravskoslezských Beskydech. – Sbor. geol. věd: Geologie, 8, 7–99.

Eliáš, M., 1979: Facies and paleogeography of the Silesian unit in the western part of the Czechoslovak Flysch Carpathians. – Věst. Ústř. Úst. geol., 54, 6, 327–339.

Eliáš, M., 1997: Geologie slezské jednotky v okolí Štramberka. – Zpr. geol. Výzk. v roce 1996, 72–73.

Eliáš, M., 2000: Bašský vývoj slezské jednotky a jeho možné ekvivalenty. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 1999, 33, 45–47.

Eliáš, M., Skupien, P., Vašíček, Z., 2003: Návrh úpravy litostratigrafického členění nižší části slezské jednotky na českém území (vnější Západní Karpaty). – Sbor. věd. prací Vys. šk. báň., ř. horn.-geol., 49 (8), 7–13.

Hanzlíková, E., Roth, Z., 1963: Review of the Cretaceous stratigraphy of the Flysch Zone in the West Carpathians. – Geol. Sbor. SAV 14, 1, 37–81.

Hohenegger, L., 1861: Die geognostischen Verhältnisse der Nord-Karpathen in Schlesien und den angrenzenden Theilen von Mähren und Galizien. – Justus Perthes, 1–50, Gotha.

Houša, V., 1975: Geology and paleontology of the Stramberk limestone (Upper Tithonian) and the associated Lower Cretaceous beds. – Mém. bur. rech. géol., min., 86, 342–349.

Houša, V., 1965: Výplně rozsedlin ve štramberském vápenci. – Čas. Mineral. Geol., 10, 4, 381–389.

Houša, V., 1990: Stratigraphy and calpionellid zonation of Stramberg Limestone and associated Lower Cretaceous beds. – Atti II Conv. Int. „Fossili Evoluzione Ambiente“, Pergola, 198, 365–370.

Houša, V., Vašíček, Z., 2005: Ammonoidea of the Lower Cretaceous deposits (Late Berriasian, Valanginian, Early Hauterivian) from Štramberk, Czech Republic. – Geolines, 18, 7–57.

Kalaivanan, R., Jayaprakash, M., Nethaji, S., Gopal, V., Giridharan, L., 2016: Geochemical variations of core sediments of Pichavaram Lagoon, southeast coast of Tamil Nadu, India: a provenance and paleoenvironmental study. – Environ. Earth Sci., 75:1188.

Lowe, D. R., 1982: Sediment gravity flows: II. depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. – Journal of Sedimentary Petrology, 52, 279–297.

Matějka, A., Roth, Z., 1949: Předběžné poznámky ke geologii Moravskoslezských beskyd. –Věst. Stát. geol. Úst., 16, 293–328.

Menčík, E., Adamová, M., Dvořák, J., Dudek, A., Jetel, J., Jurková, A., Hanzlíková, E., Houša, V., Peslová, H., Rybářová, L., Šmíd, B., Šebesta, J., Tyráček, J., Vašíček, Z., 1983: Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. – Ústř. Úst. geol., Praha, 304 str.

McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D. K., Hanson, G. N., 1993: Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Basu, A., Johnsson, M. J. (Eds.), Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. – Geological Society of America, 21–40.

Nesbitt, H.W., Young, G. M., 1982: Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. – Nature, 299, 715–717.

Picha, F. J., Stráník, Z., Krejčí, O., 2006: Geology and Hydrocarbon Resources of the Outer Western Carpathians and Their Foreland, Czech Republic. In: Golonka, J., Picha, F.J. (Eds.): The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. – Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol., 84, 49–175.

Pickering, K., Stow, D., Watson, M., Hiscott, R., 1986: Deep-water facies, processes and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments – Earth-Science reviews, 23, 75-174.

Poul, I., Janečka, J., Melichar, R., 2009: Strukturně geologická pozice svrchnojurských vápencových „bradel“ a slepencových horizontů v okolí Jasenice: součást jednotky ždánicko-podslezské anebo slezské?. – Acta Mus. Morav., Sci. Geol., 94, 1–2, 141–150.

Reading, H. G., Richards, M., 1994: Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. – AAPG Bulletin, 78, 792–822.

Register, J. K., Brookins, D. G., Register, M. E., Lambert, S. J., 1980: Clay Mineral-Brine Interactions During Evaporite Diagenesis: Lanthanide Distribution in WIPP. – Samples. Scientific Basis for Nuclear Waste Management, 445–452.

Rider, M., 1990: Gamma-ray log shape used as a facies indicator: critical analysis of an oversimplified method. In: Hurst, A., Lovell, M. A., Morton, A. C. (eds): Geological application of wireline logs. – Spec. Publ. Geol. Soc. Lond., 48, 27–37.

Sahoo, P. K., Guimaraes, J. T. F., Souza-Filho, P. W. M., Silva, M. S., Nascimento, W., Powell, M. A., Reis, L. S., Pessenda, L. C. R., Rodrigues, T. M., Da Silva, D. F., Costa, V. E. 2017: Geochemical characterization of the largest upland lake of the Brazilian Amazonia: Impact of provenance and processes. – Journal of South American Earth Sciences, 80, 541–558.

Shanmugam, G., 2006: Deep-Water Processes and Facies Models: Implications for Sandstone Petroleum Reservoirs, Volume 5 (1st ed.). – Elsevier, Amsterdam, 476 str.

Skupien, P., Matýsek, D., Boorová, D., Pavluš, J., Doupovcová, P., 2016: Pestré vrstvy svrchní křídy v bašském vývoji slezské jednotky. – Geoscience Research Reports, 49, 203–208.

Skupien, P., Vašíček, Z., 2002: Lower Cretaceous Ammonite and Dinocyst biostratigraphy and paleoenvironment of the Silesian Basin (Outer Western Carpathians). – Geol. Carpathica, 53, 3, 179–189.

Skupien, P., Vašíček, Z., Reháková, D., Matýsek, D., 2012: Plaňavské vrstvy v oblasti Štramberka (spodní křída, Vnější Západní Karpaty, Česká republika). – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 97, 1, 129–151.

Słomka, T., 1995: Głębokomorska sedymentacja silikoklastyczna warstw godulskich Karpat. – Polska akademia nauk, Krakow, 131 str.

Stráník, Z., Menčík, E., Eliáš, M., Adámek, J., 1993: Flyšové pásmo Západních Karpat, autochtonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. In: Přichystal, A., Obstová, V., Suk, M., 1993: Geologie Moravy a Slezska. – Moravské zemské muzeum a sekce geologických věd Přírodovědecké fakulty Masarykovy univerzity. Brno. 168str.

Svendsen, J. B., Hartley, N. R., 2001: Comparison between outcropspectral gamma ray logging and whole rock geochemistry: implications for quantitative reservoir characterisation in continental sequences. – J. Mar. Petrol. Geol., 18, 65–670.

Šimíček, D., Bábek, O., 2015: Assessing provenance of Upper Cretaceous siliciclastics using spectral gamma-ray record. – Geologica Carpathica, 66, 4, 311–329.

Šimíček, D., Bábek, O., Leichmann, J., 2012: Outcrop gamma-ray logging of siliciclastic turbidites: separating the detrital provenance signal from facies in the foreland-basin turbidites of the Moravo–Silesian basin, Czech Republic. – Sed. Geol, 261–262, 50–64.

Tucker, M. E., 2003: Sedimentary Rocks in the Field: The Geological Field Guide Series (3rd ed.). – John Wiley & Sons Ltd., New York, 234 str.

Vašíček, Z., Skupien, P., 2004: Historie geologických výzkumů svrchnojurských a spodnokřídových sedimentů na Štramberku. – Sbor. věd. prací Vys. šk. báň., ř. horn.-geol., 1, 83–102.

Wollast, R., Mackenzie, F. T., 1983: The global cycle of silica. – In: Aston, R.S., (Ed.): Silicon Geochemistry and Biogeochemistry, 39–76, Academic, San Diego, California.