

VÝSLEDKY VRTNÉHO PRŮZKUMU NA LOKALITĚ HLUCHOV (SEDIMENTY SPODNÍHO BADENU KARPATSKÉ PŘEDHLUBNĚ)

Results of the drilling survey on the Hlučov locality (Lower Badenian, Carpathian Foredeep)

Slavomír Nehyba¹, Vladimíra Jašková²

¹ Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: slavek@sci.muni.cz.

² Muzeum Prostějovska, náměstí T. G. Masaryka 2, 796 01 Prostějov

(24-22 Olomouc)

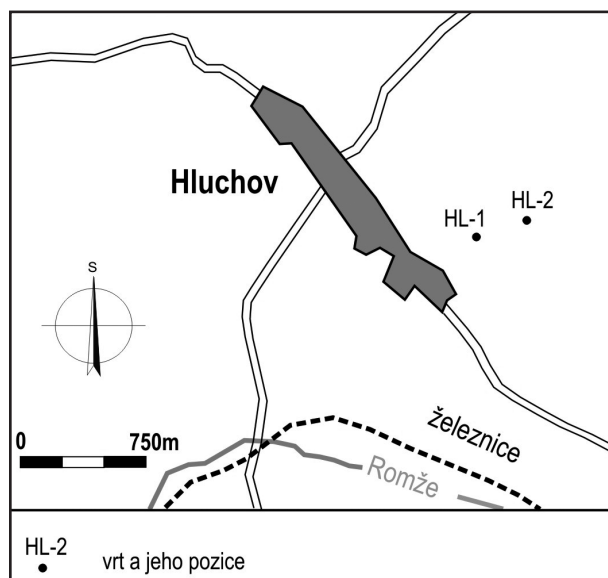
Key words: Carpathian Foredeep, Lower Badenian, depositional environment, siliciclastic input

Abstract

Lower Badenian deposits of the Carpathian Foredeep were newly studied in the sedimentary succession from drill hole Hlučov 2. They represent the deposits of coastal and shallow marine environments. Transgressive systems tract and highstand systems tract were recognized. Volcaniclastic input (distal airfall tephra) was identified in the upper part of the succession. Deposition of limestones is connected with marine transgression and significant reduction of terrigenous input.

Úvod

Spodnobadenské sedimenty podél z. okraje karpatské předhlubně poskytují informace nejen o procesech v rámci sedimentární pánve samotné, ale také o procesech probíhajících na pasivním okraji pánve, tj. na přilehlých jednotkách Českého masivu. Jednou z takových lokalit je i Hlučov na Prostějovsku. Poblíž vesnice stejného jména byly nově odvrtny dva mělké vrty označené jako HL-1 a HL-2 (obr. 1). Geologická náplň vrtu HL-2 (GPS lokalizace 49° 32,322' N a 17° 00,504' E) je předmětem tohoto příspěvku.



Obr. 1: Lokalizace zájmové oblasti.

Fig.1: Location of the area under study.

Geologická stavba zájmové oblasti

Předneogenní podloží karpatské předhlubně tvoří v zájmovém prostoru spodnokarbonské/kulmské horniny Drahanské vrchoviny (Mísař et al. 1983), konkrétně pak droby a břidlice myslějovického souvrství (svrchní visé) (Růžička et al. 1995). Zlomové pásmo Hané, orientované ve směru SZ–JV, bylo alpinsky reaktivováno a významně ovlivnilo morfologii okraje pánve v zájmovém prostoru, kde je uvažován komplikovaný zlomově řízený reliéf úzkých a hlubokých depresí oddělených řadou elevací. Tyto struktury byly orientované pod značným úhlem vůči centrální části pánve (Zapletal 2004). Nejstarší neogenní marinní sedimenty jsou zde řazeny ke karpátu (Vysloužil 1981, Bubík – Dvořák 1996), ale jejich výskyt je omezený. Naprosto dominantní roli v neogenním sedimentárním sledu hrají spodnobadenské sedimenty, které jsou mnohdy uloženy přímo na předneogenním podloží. Nejvyšších mocností (tj. více než 100 m) dosahují tyto sedimenty v prostějovské a lutínské depresi, které směrem na V pokračují do centrální části pánve. Množství izolovaných reliktů neogenních sedimentů v prostoru Drahanské vysočiny je spojováno s protažením prostějovské deprese k SZ (Kalabis 1961, Novák 1975, Jašková 1998, Zapletal et al. 2001, Zapletal 2004). Mocnosti dochovaných sedimentů jsou v rámci těchto výskytů obvykle v jednotkách metrů, přičemž litologicky dominují řasové vápence a písky, zatímco slepence a jíly jsou méně časté. Jedním z těchto výskytů je také lokalita Hlučov.

Metodika

Litofaciální analýza byla provedena dle zásad uvedených v pracích Tuckera (1988), Walkera a Jamese (1992) a Nemece (2005). Tvar a zaoblení nejhrubší frakce (> 4 mm) byly určeny vizuálně s pomocí metody Powerse (1982). Zrnitostní analýza byla realizována kombinova-

Symbol	Popis
G	Štěrky, podpůrná struktura valounů až podpůrná struktura matrix (jílovitý písek), špatně vytríděný. Zaoblené až ostrohranné valouny, max. velikost – osa A – 15, obvykle kolem 3 cm. Největší klasty relativně nahromaděné podél báze a svrchní hranice polohy, přítomnost úlomků schránek (ústřice,..). $Mz = -0,23 \phi$, $\sigma I = 3,7 \phi$. Facie reprezentuje 11,5 % studovaného sledu.
Sf	Narezavěle zelený, zelenošedý, žlutozelený, bělavě či hnědě skvrnitý, špatně vytríděný, jemnozrnný až středozrnný písek s příměsí valounů (klasty do 3 cm – osa A), úlomky schránek (ústřice,..). Ostrá báze s valouny, masivní či nepravidelné zvrstvení. Proměnlivá přítomnost prachovito-jílovité frakce, občasný výskyt mázder nazelenalého jílu (mocnost do 2 cm). $Mz = 3,4-4,3 \phi$, $\sigma I = 3,7-4,4 \phi$. Facie představuje 9,0 % sledu.
Sm	Světle žlutohnědý, světle hnědý, zelenohnědý až bělavý jemnozrnný až velmi jemnozrnný písek, masivní, špatně vytríděný díky nepravidelné příměsí jílovito-prachové frakce. Přítomnost úlomků schránek. Klasty do 4 mm jsou vzácné. $Mz = 3,5-5,3 \phi$, $\sigma I = 3,0-4,0 \phi$. Facie reprezentuje 27,1 % sledu.
Sl	Světle žlutozelený, bělavě žlutý, jemnozrnný až velmi jemnozrnný písek, relativně dobře vytríděný, planární laminace, čeřinové zvrstvení. Vzácná přítomnost úlomků schránek, velmi vzácné poloostrohranné valouny do 2 cm podél báze vrstvy. $Mz = 3,4-5,5 \phi$, $\sigma I = 2,8-3,1 \phi$. Facie reprezentuje 15,7 % sledu.
Mg	Světle žlutošedý, rezavě až hnědě skvrnitý, písčité jíl s valouny. Valouny jsou ostrohranné, zaoblené, až 5 cm velké (osa A). Intraklasty narezavělého jílovce, úlomky schránek (ústřice,..). $Mz = 2,9-4,1 \phi$, $\sigma I = 3,6-4,4 \phi$. Někdy střídání světle šedého jílovitého písku (planární laminace, vzácné úlomky schránek a valouny) s nepravidelnými polohami zelenavého masivního jílu (mocnost do 2 cm). Facie reprezentuje 6,0 % sledu.
Mm	Bělavě šedý až světle šedý masivní vápnitý slabě prachovito-písčité jíl. Facie reprezentuje 1,8 % sledu.
Ls	Bělavě zelenošedý jemnozrnný až velmi jemnozrnný vápnitý písek až písčité vápenec, masivní, relativně dobře vytríděný. Facie reprezentuje 13,9 % sledu.
LI	Bělavě šedý, světle šedý a bělavý mikritický vápenec, planární laminace, malá příměs alochemů (schránky), vzácné max. několik mm mocné jílové laminy. $Mz = 4,3-5,6 \phi$, $\sigma I = 3,0-3,1 \phi$. Facie reprezentuje 21,1 % sledu.

Tab. 1: Facie a jejich základní charakteristika.

Tab. 1: List of facies.

nou metodou síťování a laserové difrakce (Retsch AS 200 síťovací analyzátor a Cilas 1064 laserový granulometer). K určení zrnitostních charakteristik (Mz , σI) byly využity vzorce dle Folka a Warda (1957). Těžké minerály byly studovány v zrnitostní frakci 0,063–0,125 mm a jejich minerální složení pak na mikrosondě Cameca SX 100 (Společná laboratoř MU a ČGS Brno). Dva georadarové profily s využitím geofyzikálního radaru Pulse Ekko Pro při frekvenci 50 MHz, s rozstupem antén 3 m a krokem měření 0,5 m byly na lokalitě provedeny za účelem bližšího poznání tvaru sedimentárních těles a charakteru podloží firmou Kolejkonzult jako zakázka. Spektrální gammaspektrometrická analýza byla provedena na GR-320 enviSPEC laboratorním spektrometru (Exploranium, Canada) na ÚGV PřF MU v Brně.

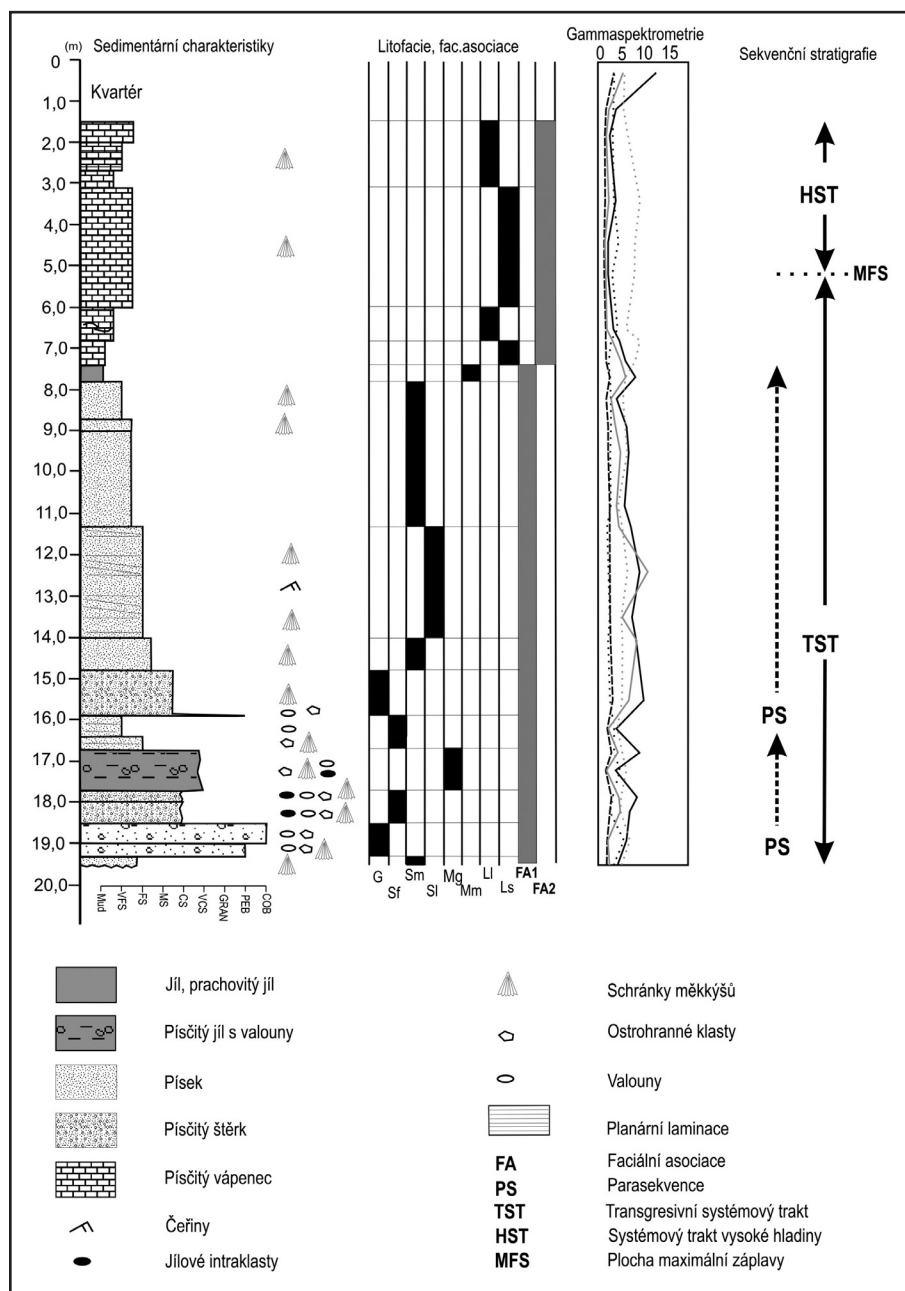
Výsledky

Litofaciální studium vrtných jader vedlo k vyčlenění 8 litofacií. K jejich rozlišení byly využity především zrnitostní a petrologické charakteristiky díky značnému porušení primárních sedimentárních struktur při hloubení vrtu. Litofacie jsou blíže popsány v tabulce 1. Litofacie byly dále kombinovány do dvou faciálních asociací. Výskyt litofacií i faciálních asociací v rámci vrtu je prezentován na obr. 2.

Spodní faciální asociace (FA 1) je tvořena 6 litofaciemi (G, Sf, Sm, Sl, Mg, Mm). Popis litofacií je prezentován v tabulce 1. Zjištěná mocnost FA 1 se pohybuje kolem 12 m, ale její báze nebyla jednoznačně dovtřána. Lze odlišit dva nahoru zjemňující cykly. Sedimenty jsou celkově špatně vytríděné. Podíl štěrkové frakce narůstá směrem k bázi, kde byly zjištěny angulární až subangulární klasty (droby) s velikostí nejdelší osy A až 15 cm. Valounová analýza (frakce nad 4 mm) ukazuje na relativně širší spektrum hornin a značnou proměnlivost petrografie jednotlivých vzorků. Obvykle dominují valouny (typicky sférický, diskovitý a čepelovitý tvar) kulmských drob a siltovců (50–100 %). Lze spekulovat o určitém nárůstu zastoupení

kulmských hornin ve složení valounů směrem od báze do vyšších partií vrtu. Valouny mléčného křemene byly zjištěny v některých vzorcích až v 50 %. Metavulkanity, kvarcitty, ruly, fylity, rohovce, křemenné pískovce, „sluňáky“ a křemen-živcový agregát byly zjištěny v některých vzorcích, přičemž jejich zastoupení je nízké (maximálně do několika procent). Valouny jsou většinou polozaoblené nebo poloostrohranné, kdežto zaoblené byly málo časté. Drobné povrchové oválné deprese na valounech se vzácně dochovanými zbytky schránek měkkýšů ukazují na pozici těchto klastů v březní zóně. Výskyt drti schránek měkkýšů je stabilní v rámci celé FA 1. Asociace průsvitných těžkých minerálů je typická dominancí zirkonu (30,3–56,0 %) a granátu (12,0–17,4 %). V jednotlivých vzorcích byl zjištěn vyšší výskyt disthenu (5,4–15,2 %) a apatitu (4,6–13,0 %). Přítomnost dalších těžkých minerálů (turmalín, staurolit, rutil, titanit, epidot, spinel, andalusit, anatas) byla pouze v jednotlivých vzorcích do prvních procent. Pozoruhodný je relativně vysoký obsah velmi stabilních minerálů, když ZTR index (zirkon + turmalín + rutil) dosahoval hodnot 40,9–62,4 %. Zastoupení zirkonu i hodnota ZTR indexu klesá od báze FA 1 směrem vzhůru. Zirkony jsou dominantně zakulacené (47,4 %). Méně časté jsou hypidiorforní (29 %) a idiomorforní zirkony (23,7 %). Přesto byly krystalové plochy zachovány na více než 50 % studovaných zrn. Zonální zirkony tvořily 23,9 % a zirkony se staršími jádry 17,7 % studované populace. Inkluze byly velmi hojné (92,9 % zirkonů). Průměrná hodnota elongace zirkonu byla 2,0, když její zjištěné maximum dosáhlo hodnotu 2,9. Typologie zirkonů dle Pupina (1980) byla vyhodnocena na 47 zrnech. Většina idiomorforních zirkonů (66 %) je tvořena typologickými subtypy S18, S19, S23 a S24. Subtypy S8, S9, S17, S20, S22 a S25 jsou méně časté.

Siliciklastické sedimenty FA 1 (17 měření) vykazují relativně vyšší koncentrace K (průměrná hodnota AVG 1,3 %), Th (AVG 6,2 ppm), vyšší hodnotu Th/U poměru (AVG 3,8), poněkud vyšší koncentraci U (AVG 2,1 ppm)



Obr. 2: Litologický profil vrtem HI2 Hlučkov.
 Fig. 2: Lithostratigraphic log of the well HI2 Hlučkov.

a poměru Th/K (AVG 4,8). Korelace mezi hodnotou celkové úrovně koncentrace přirozených radioaktivních prvků a koncentracemi K, Th a U ukazují, že hlavním nositelem přirozené radioaktivity je Th (koeficient lineární regrese $r = 0,64$) a také K ($r = 0,59$), zatímco malou roli hraje U ($r = 0,14$). Koncentrace K a Th vykazují téměř dokonalou korelaci ($r = 0,91$). Naopak korelace K a U ($r = -0,48$) stejně jako Th a U ($r = -0,52$) je negativní. Negativní korelace byla zjištěna též při srovnání koncentrace K ($r = -0,66$) i Th ($r = -0,45$) a přítomnosti jílové frakce. Korelace mezi koncentracemi U ($r = 0,13$) a zastoupením jílové frakce je velmi nízká. Výsledky gamaspektrometrického studia jsou vcelku ve shodě s výsledky faciální analýzy. Jemnozrnne litofacie (Mg, Mm) mají relativně nízké koncentrace K (0,5–1,8 %), vyšší koncentrace Th (2,9–8,5 ppm) a U (1,6–4,0 ppm). Poměr Th/U (0,7–4,0) je velmi proměnlivý, zatímco po-

měr Th/K (4,1–5,6) je vcelku stabilní. Tato zjištění lze vysvětlit rozdílnou přítomností karbonátů i hrubší frakce v rámci jemnozrných facií. Písčité facie jsou typické velkými rozdíly v koncentracích radiogenních prvků. Písky facie Sm mají relativně nižší koncentrace Th (3,2–7,9 ppm) i K (0,7–1,7 %) a vyšší U (1,1–2,4 ppm), než facie SI (K 1,4–1,6 %, Th 6,6–8,7 ppm, U 0,8–1,7 ppm). Zatímco poměr Th/U je nižší pro facii Sm (1,3–7,0) než pro facii SI (3,7–10,7), tak poměr Th/K pro obě facie je téměř shodný – Sm (3,5–5,8) a SI (4,3–5,8). Tyto rozdíly lze vysvětlit především rozdíly ve vytřídění a přítomnosti jemné frakce.

Georadarové profily ukazují, že spodnobadenské sedimenty mají mocnost kolem 20 m a jejich báze je mírně zvlněná. Jejich přímé podloží tvoří zvětralé horniny drahanského kulmu, přičemž mocnost zvětralé horniny lze generalizovat kolem 10 m. Vnitřní struktury neogenních sedimentů dovolují usuzovat jednak na existenci planárních/agradačních struktur a také struktur s mírně ukloněným/akrečním charakterem.

Interpretace: Na základě výsledků sedimentologického i sedimentárně-petrografického studia a nálezů fosilií lze sedimenty

FA 1 interpretovat jako sedimenty březního pásma spodnobadenského moře, které se usadily během transgrese na zvětralé předneogenní podloží. Došlo jednak k přepracování hornin podloží, ale také lze předpokládat existenci starších, tj. předbadenských (fluviálních?) sedimentů v zájmovém prostoru, které pokrývaly kulmské sedimenty. Na to ukazuje zejména přítomnost zaoblených valounů v bazálních partiích vrtu i výsledky studia těžkých minerálů. V rámci březního pásma lze doložit výraznou činnost vlnění, dno tvořené nezpevněným, především písčitém substrátem. Můžeme uvažovat o opakovaných změnách relativní hladiny, spojených nejspíše s interakcí rychlosti přínosu materiálu a pokračujícího růstu hladiny. Uspořádání facií má celkově retrogradační charakter. Dva nahoru zjemňující cykly lze interpretovat jako parasekvence spojené s výraznou převahou tvorby depozičního

prostoru nad přínosem (rychlostí přínosu) materiálu („collapsed backstepping parasequences“).

Svrchní faciální asociace (FA 2) je tvořena 2 lithofaciemi (Ll a Ls) a je pro ni typický vysoký podíl karbonátů, absence štěrkové zrnitostní frakce a celkově jemnozrnnější charakter sedimentace (ve srovnání s FA 1).

Asociace průsvitných těžkých minerálů je typická vysokým zastoupením granátu (30–35 %), disthenu (17–28 %) a epidotu (13–14 %). Proměnlivě je zastoupení apatitu (5,0–17,2 %) a staurolitu (3,8–10,3 %). Další těžké minerály (zirkon, turmalín, zoisit, spinel) jsou zastoupeny pouze několika procenty. Zastoupení velmi stabilních minerálů je nízké a ZTR index dosahuje hodnot mezi 3,4 a 8,3 %. Zirkony jsou dominantně idiomorfnní (41,2 %) a hypidiomorfnní (35,3 %), zatímco přítomnost zakulacených zirkonů je výrazně nižší (17,5 %). Krystalové plochy byly zachovány na 58,8 % zirkonů. Zonální zirkony tvořily 8,8 % a zirkony se staršími jádry 2,8 % populace. Inkluze byly pozorovány u 97,2 % zirkonů. Většina idiomorfnních zirkonů (68,2 %) je reprezentována typologickými subtypy P1, P2 a P3. Subtypy S13, S14, S17, S20 a S23 jsou přítomny výrazně méně. Průměrná hodnota elongace byla 2,9. Dlouze protáhlých zirkonů s hodnotou elongace nad 4 bylo přítomno 16,7 %, zatímco zirkony s elongací více než 3 tvoří třetinu tj. 33,3 % studovaného spektra zirkonů. Uvedené subtypy i další charakteristiky zirkonů jsou typicky spojeny s jejich vulkanickým původem (Nehyba 1997).

Karbonátové facie (Ll, Ls) v rámci FA 2 (7 měření) vykazují velmi nízké průměrné koncentrace K (0,2–0,6 %, AVG 0,4 %) a Th (1,1–3,8 ppm, AVG 2,6 ppm) a relativně vyšší koncentrace U (1,8–3,6 ppm, AVG 2,4 ppm). Hodnoty poměru Th/U jsou relativně nízké (0,3–2,1) a poměru Th/K naopak vysoké (5,5–8,8.10-4). Pro vzorky z FA 2 jsou ve srovnání s FA 1 typické relativně malé rozdíly v koncentracích K (směrodatná odchylka SD 0,2), U (SD 0,8), Th (SD 1,4) i Th/U (SD 2,4) a naopak vyšší rozdíly v hodnotě poměru Th/K (SD 11). Srovnání mezi celkovou hodnotou přirozené radioaktivity a koncentracemi K, Th i U ukazuje, že hlavním nositelem signálu je U ($r = 0,65$). Malou roli hraje K ($r = 0,13$) a především Th ($r = -0,09$). Koncentrace K a Th vykazují téměř dokonalou korelaci ($r = 0,96$). Naopak korelace K a U ($r = -0,54$) spolu s Th a U ($r = -0,65$) jsou negativní. Podobně negativní korelace byla zjištěna při srovnání koncentrace jak K ($r = -0,44$) tak i Th ($r = -0,53$) a zastoupení jílové frakce ve vzorku. Korelace mezi koncentrací U a zastoupením jílové frakce je relativně malá ($r = 0,33$). V rámci profilu je nutné počítat s určitými rozdíly ve zdroji přírodní radioaktivity, zdroj přirozené radioaktivity je však významně spojen s písčitou frakcí.

V omezené míře byl posouzen také chemismus zrn granátu (30 analyzovaných zrn), která pocházela z FA 1 i FA 2. Almandinová složka v granátech naprosto dominuje, když pyrop-almandiny tvoří 73,3 %, spessartin-pyrop-almandiny představují 13,3 %, grossular-almandiny reprezentují 6,6 %, grossular-pyrop-almandiny 3,3 % a spessartin-almandiny 3,3 %.

Chemismus byl studován také u rutilu (26 analyzovaných zrn z FA 1 i FA 2). Koncentrace hlavních diagnostických prvků jsou velmi proměnlivé. Většina (88,5 %) hodno-

cených rutilů vykazuje vyšší koncentrace Fe než 1 000 ppm. Zastoupení Nb se pohybuje mezi 199 a 2 967 ppm (průměr 902 ppm), Cr mezi 10 a 869 ppm (průměr 450 ppm) a Zr mezi 51–1 784 ppm (průměr 837 ppm). Hodnota $\log Cr/Nb$ byla negativní v 76,9 %.

Interpretace: „Primární“ zdroj granátu lze hledat v regionálně metamorfovaných horninách (rulách, amfibolitech a granulitech), což potvrzují i výsledky studia rutilu. Jeho původ lze hledat také především v metamorfitech, přičemž lze předpokládat relativně vyšší (46,8 %) zastoupení metapelitů než hornin metamafických (42,3 %). Role magmatických hornin byla výrazně nižší. Použití Zr-termometrie pro metapelitické zirkony ukazuje, že 66,6 % z nich patří ke granulitové metamorfnní facii a 33,3 % k amfibolito/eklogitové (Force 1980, Zack et al. 2004a, b, Triebold et al. 2005). Asociace těžkých minerálů jsou srovnatelné s výsledky zjištěnými pro kulmské horniny (Štelcl – Svoboda 1962, Otava 1998). Značnou dominanci pyrop-almandinů popsala ve svrchní části myslejovického souvrství Čopjaková (2007). Lze proto oprávněně předpokládat významnou roli hornin drahanského kulmu ve zdrojové oblasti jak pro sedimenty FA 1, tak i FA 2.

Rozdíl v provenienci klastického materiálu mezi FA 1 a FA 2 je spojen s rozdílným uplatněním lokálních a relativně vzdálenějších zdrojů. Pro FA 2 lze uvažovat o výraznějším přínosu relativně „čerstvého“/nerecyklovaného materiálu, což lze spojit s rozšířením zdrojové oblasti (morfologie pobřeží?). Pro FA 2 je dále charakteristický významný přínos vulkanického materiálu. Jeho výskyt může být korelovan se spodnobadenskými tufy a tufty, jež jsou známé z řady výskytů v karpatské předhlubni. Tyto jsou spojovány s paroxysmatickými erupcemi ryolitového či ryodacitového vulkanismu (Nehyba 1997) a interpretovány jako distální spadová pyroklastika. Identická pyroklastika byla identifikována v mocnosti několika m také na pouze několik km vzdálené lokalitě Přemyslovce (Zágoršek et al. 2012).

Hranice mezi FA 1 a FA 2 je zřetelná výrazným poklesem koncentrací K a Th, hodnot poměru Th/U a růstem poměru Th/K. Koncentrace K i Th jsou anomálně nízké. Vyšší hodnoty koncentrace U byly zjištěny přibližně 1 m nad bází FA 2. Tyto rozdíly ukazují na výraznou redukci přínosu terestrického siliciklastického materiálu do pánve během sedimentace FA 2 (Langmuir – Herman 1980). Uran je v FA 2 relativně nabohacen vzhledem k ostatním nositelům přirozené radioaktivity ve vzorcích s vyšším obsahem karbonátů, na což ukazuje nízký Th/U poměr zjištěný v karbonátových faciích (Berstad – Dypvik 1982). Negativní korelace mezi K a Th na jedné straně a obsahem jílové frakce na straně druhé, zjištěná jak pro FA 1 tak i FA 2, je nejspíše způsobena rozhodujícím původem signálu v rámci těžkých minerálů a klastických slídl/živců, které se koncentrují především v písčité a siltovité frakci. Jílová frakce může být charakteristická smektitem s nízkým obsahem K (Bersad – Dypvik 1982).

Důvody redukce přínosu klastického materiálu do pánve mohou být z obecného pohledu různé, např. klimatické. Ve studovaném případě však sedimenty FA 1 představují sedimenty březní linie a karbonáty FA 2

vznikají v jejich přímém nadloží, což ukazuje na relativní blízkost pobřeží. Retrogradačně agradační charakter FA 1 je ve FA 2 (spodní část) nahrazen retrogradačním charakterem. Tvorba nového akomodačního prostoru, která převažuje nad přínosem sedimentu, vede k redukci přínosu siliciklastického materiálu do pánve a následné sedimentaci vápenců. Sukcesi FA 1 a FA 2 lze spojit s postupujícím pohybem břežní linie směrem do kontinentu a relativním vzestupem hladiny. Zachycené sedimenty můžeme z pohledu sekvenční stratigrafie považovat převážně za sedimenty transgresivního systémového traktu (TST). Nejnižší hodnota poměru Th/U je identická s nejnižší koncentrací K i Th a nejvyšší U. Tento výsledek může ukazovat na podmínky spojované s plochou maximální záplavy MFS (absolutní minimum přínosu terrigeního materiálu) (viz Lüning et al. 2003, Doveton – Merriam 2004, Halgedahl et al. 2009), která by pak ležela uvnitř FA 2. Nejvyšší část FA 2 by tedy již odpovídala systémovému traktu vysoké hladiny (HST).

Pozice karbonátových těles, především pak řasových vápenců, ve vztahu k pohybu relativní mořské hladiny je v rámci spodnobadenských sedimentů karpatské předhlubně často diskutovanou otázkou. Tyto jsou spojovány s transgresí (Buday 1955, Hladíková et al. 1992) i regresí (Cicha – Dornič 1960, Krystek – Tejkal 1968). Předložené výsledky mohou potvrzovat představu Dolákové et al. (2008), že při z. okraji předhlubně jsou spodnobadenské karbonáty spojené s transgresivním traktem. Je však nutné poznamenat, že geofyzikální odraz transgrese/regrese v karbonátových systémech je velmi závislý na morfologii karbonátových těles i jejich pozici v rámci sedimentární pánve (Hladil et al. 2006, Kalvoda et al. 2011). Roli přínosu siliciklastického materiálu na tvorbu těles karbonátů v rámci spodnobadenské karpatské předhlubně je třeba považovat za jeden z řídicích faktorů jejich sedimentace.

Poděkování

Studium bylo prováděno v rámci grantu GA ČR 205/09/0103. Autoři děkují recenzentům O. Bábkovi a I. Baráthovi za jejich podnětné připomínky k článku.

Literatura

- Berstad, S. – Dypvik, H. (1982): Sedimentological evolution and natural radioactivity of Tertiary sediments from the central North Sea. – *Journal of Petroleum Geology*, 5, 77–88.
- Bubík, M. – Dvořák, J. (1996): O nálezu karpátu (miocén) a dalších výsledcích vrtu Slatinky MH-10. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1995*, 20–21.
- Buday, T. (1955): Současný stav stratigrafického výzkumu ve spodním a středním miocénu na dolní Moravě. – *Věstník Ústředního ústavu geologického* 30, 4, 162–168.
- Cicha, I. – Dornič, J. (1960): Miocenní vývoj boskovické brázdy mezi Tišnovem a Ústím nad Orlicí. – *Sborník Ústředního Ústavu Geologického*, 26 (1959), Odd. Geol. 1, 393–434.
- Čopjaková, R. (2007): Odras změn provenience v psefitické a psamitické frakci sedimentů myslejovického souvrství (analýza těžkých minerálů). – MS, disertační práce PřFMU Brno.
- Doláková, N. – Brzobohatý, R. – Hladilová, Š. – Nehyba, S. (2008): The red-algal facies of the Lower Badenian limestones of the Carpathian Foredeep in Moravia (Czech Republic). – *Geologica Carpathica*, 59, 133–146.
- Doveton, J. H. – Merriam, D. F. (2004): Borehole petrophysical chemostratigraphy of Pennsylvanian black shales in the Kansas subsurface. – *Chemical Geology* 206, 249–258.
- Folk, R. L. – Ward, W. (1957): Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3–26.
- Force, E. R. (1980): The provenance of rutile. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 2, 485–488. Tulsa.
- Halgedahl, S. L. – Jarrard, R. D. – Brett, C. E. – Allison, P. A. (2009): Geophysical and geological signatures of relative sea level change in the upper Wheeler Formation, Drum Mountains, West-Central Utah: A perspective into exceptional preservation of fossils. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 277 (1–2), 34–56.

- Hladil, J. – Geršl, M. – Strnad, L. – Frána, J. – Langrová, A. – Spišiak, J. (2006): Stratigraphic variation of complex impurities in platform limestones and possible significance of atmospheric dust: a study with emphasis on gamma-ray spectrometry and magnetic susceptibility outcrop logging (Eifelian-Frasnian, Moravia, Czech Republic). – *International Journal of Earth Sciences*, 95, 703–723.
- Hladíková, J. – Hladilová, Š. – Nehyba, S. (1992): Preliminary results of new investigations of Miocene sediments of Hostim (SW Moravia). I: Hamršíd, B. (Ed.): *New results in Tertiary of the Western Carpathians*. – *Knihovnička Zemního Plynů Nafty* 15, 165–176.
- Jašková, V. (1998): Nově objevené miocénní lokality na Prostějovsku. – *Přírodovědná Studia Muzea Prostějovska*, 1, 133–139.
- Kalabis, V. (1961): Historie výzkumu terciéru širšího okolí Prostějova. – *Sborník Vlastivědného Muzea Prostějov, Odd. Přír.*, 59–75.
- Kalvoda, J. – Bábek, O. – Devuyt, F. X. – Sevastopulo, G. D. (2011): Biostratigraphy, sequence stratigraphy and gamma-ray spectrometry of the Tournaisian-Viséan boundary interval in the Dublin Basin. – *Bulletin of Geosciences* 86 (4), 683–706.
- Krystek, I. – Tejkal, J. (1968): Zur Lithologie und Stratigraphie des Miozäns in sw. Teile der Karpatischen Vortiefe in Mähren. – *Folia Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Purkynianae Brunensis, Geologia* 9, 7, 1–31.
- Langmuir, D. – Herman, J. S. (1980): The mobility of thorium in natural waters at low temperatures. – *Geochimica Cosmochimica Acta*, 44, 1 753–1 766.
- Lüning, S. – Adamson, K. – Craig, J. (2003): Frasnian organic-rich shales in North Africa; regional distribution and depositional model, 165–184. – In: Artur, T. – MacGregor-Duncan, S. – Cameron, N. R. (eds): *Petroleum geology of Africa; new themes and developing technologies*. – *Geological Society of London, Special Publications*, 207.
- Mísař, Z. – Dudek, A. – Havlena, V. – Weiss J. (1983): *Geologie ČSSR I Český masiv*. – SNTL Praha.
- Nehyba, S. (1997): Miocene volcanoclastics of the Carpathian Foredeep in Czech Republic. – *Věstník ČGÚ*, 72, 4, 311–327, Praha.
- Nemec, W. (2005): Principles of lithostratigraphic logging and facies analyses. – *Institut for geovitenskap, Universitet Bergen*, 1–28.
- Novák, Z. (1975): Spodnobadenské vápence karpatské předhlubně. – MS, kandidátská disertační práce MU Brno.
- Otava, J. (1998): Trendy změn ve složení siliciklastik drahanského kulmu a jejich geotektonická interpretace. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1997*, 62–64.
- Powers, M. C. (1982): Comparison chart for estimating roundness and sphericity. – *AGI Data Sheet* 18.
- Pupin, J. P. (1980): Zircon and Granite Petrology. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, 207–220.
- Růžička, M et al. (1995): Vysvětlivky ke geologické mapě 1 : 50 000 list 24-21 Olomouc. – MS, Český geologický ústav.
- Štelcl, J. – Svoboda, L. (1962): Petrografické studie kulmských sedimentů drahanské vysočiny (těžké minerály kulmských drob). – *Folia Universitatis Purkynianae Brunensis, Geologia*, 3, 1–50.
- Triebold, S. – von Eynatten, H. – Zack, T. (2005): Trace elements in detrital rutile as provenance indicators: a case study from the Erzgebirge, Germany. – *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 38, 44–145.
- Tucker, M. ed. (1988): *Techniques in Sedimentology*. – Blackwell Science.
- Vysloužil, O. (1981): Fauna spodního badenu na lokalitě Služín v karpatské předhlubni na Moravě. – MS, diplomová práce PŘF MU Brno.
- Walker, R. G. – James, N. P. (1992): Facies Models. Response to sea level changes. – *Geological Association of Canada Toronto*.
- Zack, T. – von Eynatten, H. – Kronz, A. (2004a): Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. – *Sedimentary Geology*, 171, 37–58.
- Zack, T. – Moraes, R. – Kronz, A. (2004b): Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. – *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 148, 471–488.
- Zágoršek, K. – Nehyba, S. – Tomanová Petrová, P. – Hladilová, Š. – Bitner, M. A. – Doláková, N. – Hrabovský, J. – Jašková, V. (2012): Local catastrophe near Přemyslovice (Moravia, Czech Republic) during Middle Miocene due to the tephra input. – *Geological Quarterly*, 56, 2, 269–284.
- Zapletal, J. (2004): Příspěvek k paleogeografické evoluci spodnobadenských sedimentů na střední Moravě (Česká Republika). – *Scripta Facultatis Scientiarum Natutalium Universitatis Masarykianae Brunensis*, 31–32, *Geology*, 87–98.
- Zapletal, J. – Hladilová, Š. – Doláková, N. (2001): Mořské sedimenty spodnobadenských okrajových facií v Olomouci. – *Scripta Facultatis Scientiarum Natutalium Universitatis Masarykianae Brunensis*, 30, *Geology*, 75–86.