

DEPOZIČNÍ PROSTŘEDÍ A PROVENIENCE SPODNOPALEOZOICKÝCH KLASTIK VE VRTU MĚNÍN-1, JJZ. OD BRNA

Depositional environment and provenance of Lower Palaeozoic clastics in the Měnin-1 borehole, SSE of Brno

David Buriánek¹, Helena Gilíková¹, Slavomír Nehyba², Jiří Otava¹

¹ Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno; e-mail: burianek@cgu.cz, gilikova@cgu.cz, otava@cgu.cz

² Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 658 00 Brno; e-mail: slavek@sci.muni.cz

(24-32 Brno)

Key words: siliciclastics, sedimentary environments, heavy minerals, sediment provenance, Cambrian, Devonian, Southern Moravia

Abstract

An unusual, more than 1.7 km thick successions of Paleozoic siliciclastic strata were drilled in an intermittently cored Měnin-1 borehole in 1973. The boundary between the Cambrian and Devonian siliciclastics has recently been localized at the drilling depth of 473 m, i.e. only 70 m below the base of the limestones. Several facies that identify similar depositional environments were found both in the numerous Cambrian sedimentary fills and thin Devonian siliciclastics. There were repeated changes between the terrestrial and shallow marine conditions, but the prevailing volumes of these siliciclastics were probably deposited in environments of braided deltas. The chemical compositions of detrital garnets and tourmalines sampled from both the Cambrian and Devonian sediments identify a similar material sources. Metasediments, mainly gneisses and schists as the main source rocks, were identified for the oldest parts of the Lower Cambrian stratal succession. Higher in these successions, a gradual decrease of granitoids in the Lower Cambrian source rocks was proved. Above the major, Lower Cambrian–Middle Devonian hiatus, the composition of translucent heavy mineral assemblage is strongly affected by redeposition from older sediments.

Úvod

Na východním okraji Českého masivu se přímo v nadloží brunovistulika nacházejí červenohnědé, ojedinělé šedé až zelené, převážně křemenné siliciklastické sedimenty. Na základě studia macerátů z šedozelených laminovaných a masivních jílovitých prachovců se podařilo doložit spodnokambrické stáří značné části klastických sedimentů (Jachowicz – Přichystal 1997, Fatka – Vavrdová 1998, Vavrdová – Bek 2001, Vavrdová et al. 2003). Sedimenty spodního až středního devonu tvoří pokryv o mocnosti zpravidla jen několika desítek metrů, což je v rozporu s dřívějšími představami (např. Skoček 1980, Zupalová et al. 1981). Dosud je znám pouze jeden vrt (Měnin-1), ve kterém jsou dobře doložena jak kambrická tak i devonská stáří sedimentů a je přitom dobře definována jejich hranice (hl. 473 m; Purkyňová et al. 2004). Z tohoto důvodu jsou horninová jádra z tohoto vrtu vhodným objektem pro porovnání depozičního prostředí, provenience klastického materiálu a celkového vývoje ve spodním kambriu a na počátku středního devonu.

Metodika

Na základě litologie a strukturních znaků byly klastické sedimenty vrtu Měnin-1, spodnokambrické i devonské, navrtané pod eifel-givetskými vápenci (Zupalová et al. 1981), rozděleny do několika litofacií (podle Mialla 1996). Pro detailnější mineralogické studium byly odebrány dva vzorky ze spodnokambrické části vrtu, a to z hloubkových intervalů 2039–2042 m (vzorek námi označený jako I)

a 1370–1370,5 m (vzorek II). Z devonské části, bezprostředně nad dlouhým hiátem, byl odebrán vzorek z hloubkového intervalu 468–473 m (vzorek III). V těchto vzorcích byly studovány asociace průsvitných těžkých minerálů (TM). Při jejich vyhodnocení byly použity indexy ATi (100× počet zrn apatitu/počet zrn apatitu a turmalínu) a GZi (100× počet zrn granátu/počet zrn granátu a zirkonu). Tyto indexy mají minimalizovat hydrodynamické a diagenetické efekty, které mají vliv na složení spektra těžkých minerálů ze zdrojových hornin během sedimentace a diagenese (Morton – Hallsworth 1994). Některé z TM byly dále analyzovány pomocí elektronové mikrosondy Cameca Camebax SX 100 (operátor R. Čopjaková, P. Sulovský). Kromě našich dat byly při přípravě diagramu použity již dříve publikované analýzy (Čopjaková 2001, Leichmann 1996, Vallová 2005).

Sedimentologie a depoziční prostředí

Ve vrtném profilu, tvořeném ca z 95 % mocnosti spodnokambrickými sedimenty, jsou procentuálně nejvíce zastoupeny pískovce. Jílovce a prachovce jsou zde většinou přítomny jen jako drobné vložky nepřesahující obvykle mocnost několika decimetrů. Slepence jsou přítomny pouze ve spodní a střední části kambrického vrtného profilu a neprůběžně v celé mocnosti v devonské části vrtu. S pomocí Markovova pravidla (Krumbein – Dacey 1969, Harper 1984) jsme se pokusili zjistit případnou vertikální organizaci facií studovaných sedimentů a na jejich základě interpretovat depoziční prostředí.

V kambrické části vrtného profilu (hloubkový interval 473–2100 m) byly zjištěny tyto facie: drobnozrnný masivní křemenný slepenec (Gm), drobnozrnný planárně šikmo zvrstvený křemenný slepenec malé škály (Gp), masivní středno-hrubozrnný křemenný pískovec až arkóza (Sm), středno-hrubozrnný planárně (ojediněle výmolově) šikmo zvrstvený křemenný pískovec až arkóza malé škály (Sp), jemno-hrubozrnné horizontálně zvrstvené pískovce (Sh) a jílovce (Fh). Kromě výše jmenovaných facií byly v několika vrtných jádrech nalezeny stopy po vrtavých organismech: facie Sb v pískovcích a Fb v jílovcích (srovnej Miall 1996, Bridge 2003).

V devonské části vrtného profilu (materiál z hloubek 403–473 m) je počet zastoupených facií menší, byly zjištěny facie Gm, Sm, Sh, Fh, Sb a Fb. Převládají zde vyzrálé křemenné pískovce a slepence. Míra zaoblení klastů a vytřídění sedimentu jsou v průměru vyšší než je tomu u spodnokambrických sedimentů.

Faciální asociace Gm-Sm lze nejspíše spojovat se sedimentací v rámci aluviálního kužele, případně může tvořit jádra valů v rámci hrubozrnného vodního toku (Miall 1996, Bridge 2003, Rust 1984, Ramos – Sopena 1983). Jako produkty depozice hrubozrnného vodního toku (divočící řeka?) lze interpretovat faciální asociaci Gp-Sp, konkrétně se sedimentací v rámci podélných a příčných valů. Lze je však spojovat také s tendencí ke „kanalování“ typickou pro distální části aluviálního kužele. Výskyty facie Sh v asociaci se sedimenty aluviálního kužele a hrubozrnného toku ukazují na periodickou existenci depozice z vyššího proudového režimu a také tendenci k případnému „přelití“ možných koryt. Tyto procesy mohly být „sezóně/klimaticky“ řízené. Pokud připustíme interpretaci depozičního prostředí jako aluviálního kužele, potom lze tyto procesy očekávat spíše v jeho distální (případně mediální) části.

S klidnější sedimentací „mimo koryta“ a vertikální agradací lze s určitou výhradou (srovnej Wright) spojovat jemnozrnnější sedimenty facie Fh (přelivové sedimenty/“overbank“). Na odlišné podmínky depozice ukazují litofacie se zřetelnou biogenní aktivitou, tj., Fb a Sb. Bioturbované sedimenty jsou zde takového typu, že je lze vesměs považovat za jednoznačný doklad marinního, nebo alespoň brakického prostředí.

Střídání facií Fb a Sb s faciemi Fh a Sh ukazují na opakující se změny prostředí od terestrického po březní a mělkovodní mořské (srovnej též Mikuláš – Nehyba 2001, Vavrdová et al. 2003). Za této situace se jako východisko určitě nabízí úvaha o depozici v rámci hrubozrnných

Symbol	Název	Složení, textura
Fh	proměnlivé zastoupení jílovců, prachovců a jemnozrnných pískovců	pouze několik cm mocné vrstvy, tvoří drobné laminy, čočky a mázdry, ojediněle šikmé zvrstvení malé škály
Fb	bioturbované jílovce, prachovce	chodbičky po bioturbaci často přecházejí do podložního pískovce litofacie Sb
Sh	jemno až střednozrnné horizontálně zvrstvené křemenné až arkózovité pískovce až arkózy	zrnitostně špatně vytříděný, střední opracovanost klastických úlomků, vrstevnatost zvýrazňují drobné laminy jemnějšího sedimentu
Sb	bioturbované jemno–střednozrnné křemenné, arkózovité pískovce až arkózy	chodbičky po bioturbaci často přecházejí z nadložních jílovců
Sp	jemno–střednozrnný planárně šikmo zvrstvený křemenný pískovec, arkózový pískovec a arkóza	planární zvrstvení malé škály, zrnitostně špatně vytříděný, místy pozitivní gradační zvrstvení
St	střednozrnný až hrubozrnný výmolově šikmo zvrstvený křemenný až arkózovitý pískovec a arkóza	špatně zrnitostně vytříděný, zastupuje se s facií Sp
Sm	masivní jemno až hrubozrnný křemenný pískovec až arkózový pískovec	špatně zrnitostně vytříděný, místy volně roztroušené valounky křemene, ojediněle pozitivní gradační zvrstvení
Gp	drobno–střednozrnný planárně šikmo zvrstvený křemenný až arkózovitý slepenec s podpůrnou strukturou středně–hrubě zrnité písčité matrix	pouze ve střední části profilu, zrnitostně špatně vytříděný, stupeň opracování valounů variabilní, často plynulý přechod do Sp
Gm	masivní drobno až střednozrnný křemenný slepenec s podpůrnou strukturou středno–hrubozrnné písčité matrix	pouze ve spodní části vrtu, zrnitostně špatně vytříděný, stupeň opracování klastů variabilní, ojediněle pozitivní nebo inverzní gradační zvrstvení

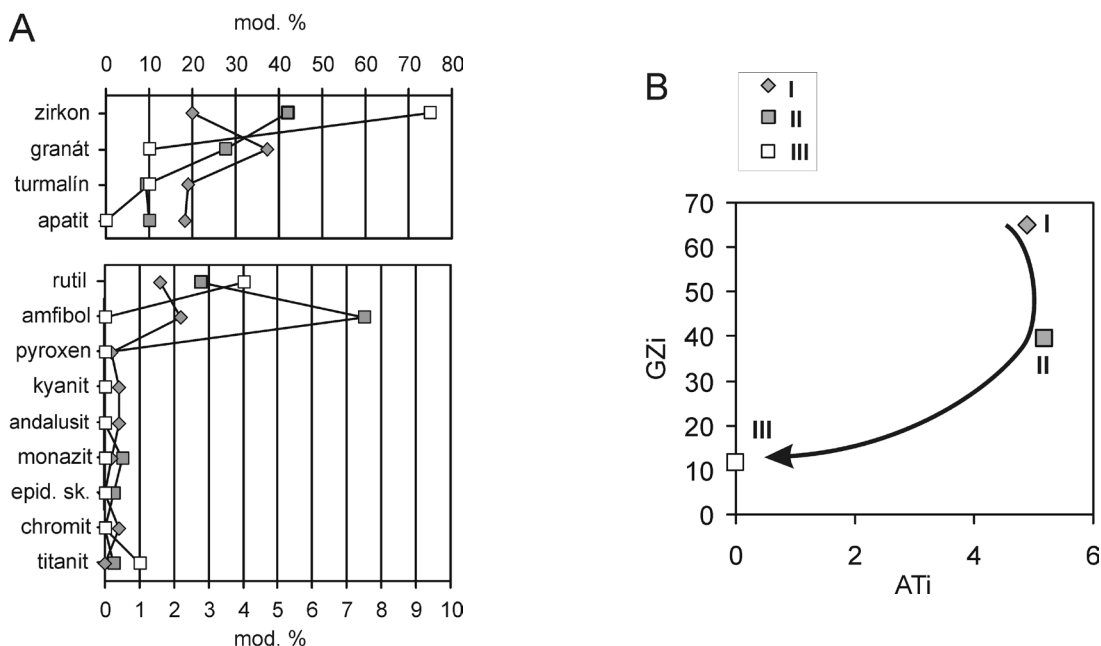
Tab. 1: Přehled litofacií ve vrtu Měnín-1.

Tab.1: List of lithofacies in the Měnín-1 borehole.

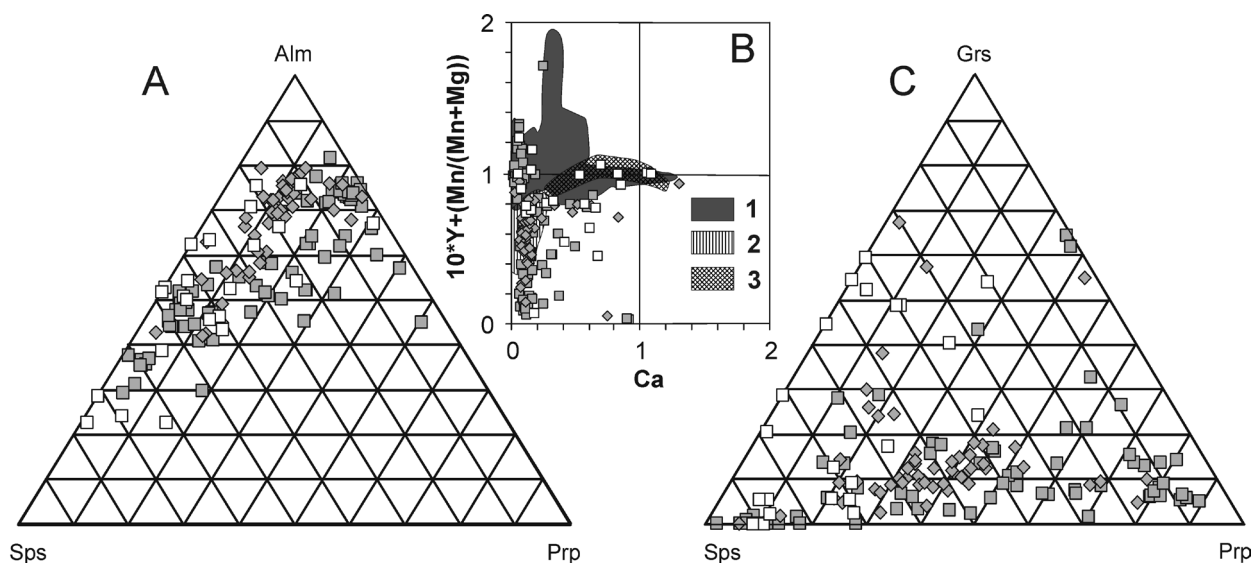
delt. Vzhledem k dosavadní absenci zjištění sedimentů se šikmým zvrstvením velké škály („foresety“) lze zde dále a přesněji uvažovat o sedimentaci v rámci tzv. divočící delty (srovnej Postma 1990).

Těžké minerály

Ze studia průsvitných těžkých minerálů se zjistilo, že ve všech třech studovaných vzorcích z vrtu Měnín-1 dominují stabilní a ultrastabilní těžké minerály (obr. 1): zirkon (20–75 mod. %), granát (10–37 mod. %), turmalín (9–19 mod. %) a apatit (0–18 mod. %). Ostatní minerály jsou zastoupeny do 10 mod. % (amfibol, rutil, pyroxen, kyanit, andalusit, monazit, minerály epidotové skupiny, chromit, titanit). Obsahy zirkonu, rutilu a titanitu směrem do mladších částí sedimentárního profilu rostou a naopak klesají obsahy granátu a apatitu. Tyto změny odráží diagram GZi – ATi (Morton – Hallsworth 1994), který poměrně dobře zobrazuje změny v petrografické náplni snosové oblasti. Avšak Morton – Hallsworth (1999) upozorňují, že index ATi se může snižovat během zvětrávání a GZi během pohřbení a diagenese (v důsledku rozpouštění granátu). Protože GZi je nejvyšší v sedimentech s nejhlubším pohřbením předpokládáme, že tento index nebyl diagenetickým rozpouštěním granátu výrazně ovlivněn. Těžké minerály ze vzorku devonského stáří (III) vykazují poněkud vyšší stupeň opracování zrn než je tomu u dalších dvou vzorků (I a II).



Obr. 1: Diagramy zobrazující zastoupení těžkých minerálů: (A) obsah těžkých minerálů v mod. %, (B) poměr ATi a GZi (I – spodnokambřícký pískovec /2039–2042 m/, II – spodnokambřícký pískovec /1370–1370,5 m/, III – střednědevonský pískovec /468–471,9 m/).
 Fig. 1: Binary plots of heavy minerals: (A) content of heavy minerals in modal %, (B) ratios ATi and GZi (I – Lower Cambrian sandstone /2039–2042 m/, II – Lower Cambrian sandstone /1370–1370,5 m /, III – Middle Devonian sandstone /468–471,9 m /).



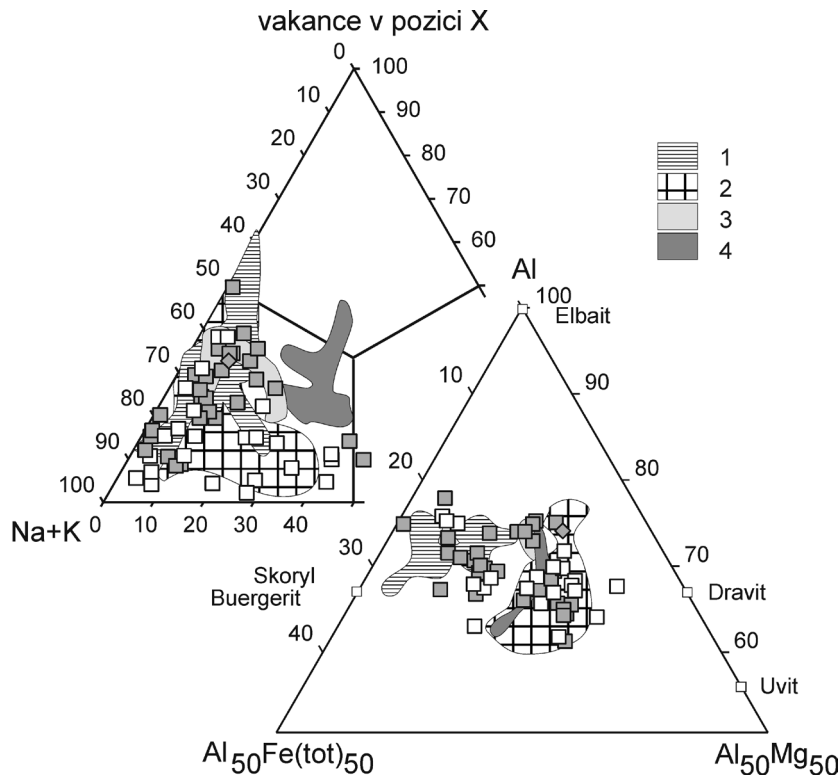
Obr. 2: Trojúhelníkové a binární diagramy pro granáty z pískovců: (A) Sps-Alm-Prp, (B) $10 \times Y + (Mn / (Mn + Mg))$ and Ca (apfu) (1 – granitoidy a pegmatity brunovistulika, 2 – ruly a migmatity brunovistulika, 3 – ryolity brněnský masiv), (C) Sps-Grs-Prp, stejné symboly jako na obr. 1.
 Fig. 2: Ternary and binary plots for garnets from sandstones: (A) Sps-Alm-Prp, (B) $10 \times Y + (Mn / (Mn + Mg))$ and Ca (apfu) (1 – granitoids and pegmatites from the Brunovistulicum, 2 – gneiss and migmatites from the Brunovistulicum, 3 – rhyolites from the Brno massif), (C) Sps-Grs-Prp, symbols as in Fig. 1.

Tuto skutečnost potvrdilo také studium povrchu klastických zrn zirkonu, kde je větší počet oválných a nepravidelných tvarů v devonském vzorku (75 %) než ve vzorcích kambrického stáří (45–60 %).

Rozdíly byly zaznamenány i v chemickém složení granátů a turmalínů. Mezi granáty nejnižší odebraného vzorku (I; obr. 2) značně převažují zrna s vysokým obsahem almandinové komponenty (Alm_{52-77}), těch je 87 %. Druhou nejvýraznější komponentou je Sps (vzácně dosahující

až 53 mol. %). Většina granátů má zde obsahy pyropové komponenty nízké, pod 20 mol. %. Také obsahy Grs komponenty jsou nízké. Pouze 5 % granátů má obsahy této komponenty mezi 20 až 42 mol. %. Ze vzorku bylo analyzováno pouze jedno zrnko turmalínu, a to svým chemickým složením odpovídá hliníkem bohatému dravitu.

Granáty ve druhém vzorku (II) vykazují už poněkud větší rozptýl chemického složení. Granáty s převahou almandinové komponenty (Alm_{50-80}) zde tvoří 47 % zrn



Obr. 3: Trojúhelníkové diagramy pro turmalín z pískovců: Fe–Mg–Al a Na+K–Ca–X–□, (1 – rhyolity brněnský masiv, 2 – metabazitová zóna, 3 – pegmatity brunovistulika, 4 – ruly brunovistulika); stejné symboly jako na obr. 1.

Fig. 3: Ternary plots for tourmalines from sandstones: Fe–Mg–Al and Na+K–Ca–X–□, (1 – rhyolites from the Brno massif, 2 – metabasite zone, 3 – pegmatites from the Brunovistulicum, 4 – gneiss and migmatites from the Brunovistulicum), symbols as in Fig. 1.

ve studovaném vzorku průsvitných TM. Granáty s vyšším obsahem Grs komponenty jsou vzácné (maximálně do Grs₂₉). Obsahy Sps komponenty v rozmezí mezi 30–65 mol. % má 44 % analyzovaných zrn. Podstatně méně jsou zde zastoupeny granáty s vyššími obsahy Prp, až 49 mol. %. Většina analyzovaných zrn turmalínu odpovídá skoryl-dravitu až hliníkem bohatému skoryl-dravitu (obr. 3). V pozici X převažuje sodík. Podle klasifikace Henry – Guidotti (1985) má většina zrn chemické složení odpovídající turmalínům z Li chudých pegmatitů a aplitů a také Al bohatých nebo chudých metapelitů.

Granáty ze vzorku střednědevonského stáří (III) se od předchozích dvou poněkud liší. Zrna s převahou almandinové komponenty jsou zde ve vzorku zastoupena pouze 35 %, zatím co granáty s obsahem Sps komponenty mezi 30–68 mol. % tvoří 60 % studovaných zrn. Granáty s Grs₁₀₋₃₆ jsou zastoupeny v množství zhruba 50 % studovaných zrn granátů. Turmalíny se svým chemickým složením příliš neliší od turmalínů z předchozího vzorku (II).

Diskuze a závěr

Z litofaciálního rozboru převažující spodnokambrické a tenké středodevonské části vrstevního sledu vyplývá, že sedimentace v obou celcích probíhala ve velmi podobných sedimentačních podmínkách a to i přesto, že jsou odděleny velice dlouhým hiátem (více než 110 milionů let). Přítomnost hrubozrnných sedimentů, jemnozrnnějších sedimentů s kombinací s bioturovanými sedimenty

a absence šikmého zvrstvení velké škály ukazují na to, že sedimentace pravděpodobně probíhala v prostředí divočicích delt (srovnej Postma 1990). Depoziční systém citlivě reagoval na relativní změny hladiny, které mohly být spojeny s autocyklickými i allocyklickými procesy. Absence souvislejšího rostlinného pokryvu a možný (nikoliv nutně) výraznější reliéf představovaly vhodné podmínky pro rychlý transport velkého množství sedimentu z terestrického do marinního prostředí. Laterální migrace typická pro hrubozrnné aluviálně-fluviální depoziční systémy spojená se sníženým množstvím dodávaného materiálu a rychlostí jeho depozice mohla podmínit vznik „kolonizačních oken“ projevujících se bioturbací sedimentů v marinních podmínkách.

Chemické složení granátů a turmalínů ze studovaných vzorků bylo srovnáno s analýzami minerálů z povrchových výchozů brněnského masivu. Na základě těchto dat se domníváme, že potenciálním, avšak ne nutně jediným zdrojem byly horniny jednotek brunovistulika.

Tento výsledek dobře koresponduje s tím, že tato klastika přímo leží na horninách brunovistulika. Granáty ve všech třech studovaných vzorcích můžeme většinou označit jako almandin – spessartinové. Při podrobnějším studiu však zjistíme určité odlišnosti mezi jednotlivými vzorky, které můžeme vysvětlit změnami horninové náplně ve snosové oblasti.

Ve vzorku I naprosto dominují almandinové granáty, které svým chemickým složením odpovídají granátům z rul pláště brněnského masivu. Výrazné zastoupení metasedimentů ve zdrojových horninách také naznačuje přítomnost alumosilikátů mezi těžkými minerály (Ky, And).

Granáty ze vzorku II jsou svým chemickým složením podstatně diverzifikovanější. Opět jsou zde výrazně zastoupeny granáty podobné granátům z rul v plášti brněnského masivu. Začínají se zde však hojněji objevovat granáty, které patrně pocházejí z granitoidů brunovistulika (obr. 2b). Vzrostlo také zastoupení granátů, jejichž chemické složení neodpovídá ani jedné ze srovnávacích skupin. Tento závěr potvrzuje vyšší zastoupení amfibolu oproti předchozímu vzorku. Amfibol je běžným minerálem celé řady granitoidů v brunovistuliku, avšak velmi hojný je také v metabazitové zóně brněnského masivu a vyskytuje se zde i v některých metamorfovaných horninách.

Vzorek III, střednědevonské stáří, obsahoval ve srovnání s předchozími vzorky nejméně granátů. Jejich chemické složení je poněkud odlišné od dvou předcházejících vzorků. V malém množství jsou zastoupeny

granáty, které patrně pocházejí z metamorfovaných a vyvřelých hornin brunovistulika. Navíc se zde objevují granáty, jejichž chemické složení odpovídá chemickému složení granátu z ryolitů. Dále je zde nezanedbatelná skupina granátů s chemickým složením neodpovídajícím žádnému ze srovnávacích skupin. Při interpretaci tohoto vzorku musíme ovšem přihlídnout k vyššímu opracování klastů a k petrografii těchto z částí recyklovaných sedimentů. Na složení pískovců se zde průkazně podílejí i starší sedimenty. Zvětrání a resedimentaci starších kambrických klastik naznačuje též, mimo jiné, nízký index ATi a vyšší vyžralost asociace těžkých minerálů (např. nepřítomnost amfibolu).

Poněkud jiný obraz poskytlo studium turmalínů. Z nejstaršího vzorku se podařilo získat pouze jednu analýzu. Chemické složení tohoto turmalínu odpovídá turmalínu z hydrotermálních žil. Druhý vzorek kambrického stáří obsahuje zrna, která se svým chemickým složením podobají turmalínům z hydrotermálních žil a ryolitových žil v metabazitové zóně. Vzácně také odpovídají chemickému složení turmalínů z pegmatitů. Ve studovaném vzorku však chybějí turmalíny, které by odpovídaly turmalínům z rul metamorfního pláště brněnského masivu. Prozatím však existuje relativně málo dat ze zdrojových hornin, protože je v nich tento minerál poměrně vzácný. Při interpretaci chemického složení turmalínů také nesmíme zapomínat, že máme k dispozici jen malou část možných zdrojových hornin a že zjištěné chemické složení většiny turmalínů ve vzorcích poměrně dobře koresponduje s chemickým složením turmalínů z metapelitů (Henry – Guidotti 1985). Turmalíny ze vzorku devonského stáří se předchozí skupině velmi podobají.

Data získaná studiem těžkých minerálů naznačují, že brunovistulikum mohlo představovat hlavní zdroj materiálu pro klastické sedimenty spodního kambria a spodní části středního devonu v širší oblasti kolem vrtu Měnin-1.

Tento zdroj měl poměrně neměnný charakter po velmi dlouhou dobu. Změny v chemickém složení studovaných minerálů však naznačují, že už během spodního kambria došlo k výrazné denudaci brunovistulika. Z počátku byly odkryty převážně metamorfované horniny (hlavně metasedimenty) a bazické případně ultrabazické horniny, které bývají některými autory interpretovány jako část ofiolitového komplexu (Leichmann 1996), tedy západní část metabazitové zóny, ale v době, kdy se ukládaly mladší části spodnokambrického vrstevního sledu, byly již v povodí odkryty hlubší partie brunovistulika s rozsáhlými tělesy granitoidů. Vývoj povrchu na relevantním segmentu paleokontinentu Brunnie během zbytku kambria, ordoviku, siluru a spodního devonu nemůžeme podrobně z materiálu vrtu Měnin-1 sledovat, protože je zde rozsáhlý hiát. Nicméně právě tento hiát naznačuje už pokročilou penplenizaci povrchu. Ke zvětrávání docházelo v převažujících pouštních podmínkách, nejspíše už s omezenou mírou eroze a ukládání sedimentu. Na přechodu ze spodního do středního devonu se erozně-depoziční dynamika mírně obnovila. Do sedimentačního prostoru byl přinášén materiál ze spodnopaleozoických (?kambrických) klastických sedimentů i zvětralého a již značně denudovaného krystalinického podloží. Část studovaných minerálních zrn se nicméně neshoduje přesně se srovnávacím materiálem z brunovistulika a může mít jiný zdroj. Takovýmto zdrojem by mohly být například méně metamorfované části brunovistulika anebo jiné geologické jednotky, které dnes pro srovnání nemáme k dispozici, protože byly buď zcela erodovány anebo v dnešní tektonické stavbě území nevycházejí na povrch.

Poděkování

Autoři děkují J. Hladilovi za kritické pročtení rukopisu a MND Hodonín za umožnění odebrání vzorků z vrtné dokumentace.

Literatura

- Bridge, J. S. (2003): Rivers and Floodplains. – Blackwell Publ., 1–491. Oxford.
- Čopjaková, R. (2001): Využití chemismu detritických granátů při zjišťování provenience sedimentů kulmu Drahané vrchoviny. – MS, PřF MU, Brno.
- Fatka, O. – Vavrdová, M. (1998): Early Cambrian Acritarcha from sediments underlying the Devonian in Moravia (Měnin borehole, Czech Republic). – Věst. Ústř. Úst. geol., 1, 73, 55–60. Praha.
- Harper, C. W. (1984): Improved method of facies sequence analyses. – In: Walker, R. G. (Ed.): Facies models. – Geosci. Can. Rep. Ser., 11–13.
- Krumbein, W. C. – Dacey, M. F. (1969): Markov chains and embedded Markov chains in geology. – Math. Geology, 1, 79–96.
- Jachowicz, M. – Přichystal, A. (1997): Nález spodnokambrických sedimentů v hlubokých vrtech na jižní Moravě. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1996, 64. Brno.
- Leichmann, J. (1996): Geologie und Petrologie des Bruenner Massivs. – MS, Universitaet Salzburg.
- Mikuláš, R. – Nehyba, S. (2001): Ichnofosilie v horninách předpokládaného spodnokambrického stáří ve vrtu Měnin-1 na jižní Moravě. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2000, 47–50. Brno.
- Miall, A. D. (1996): The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. – Springer-Verlag, 1–582. Berlin, Heidelberg, New York.
- Morton, A. C. – Hallsworth, C. R. (1994): Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. – Sediment. Geol. 90, 241–256.
- Morton, A. C. – Hallsworth, C. R. (1999): Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. – Sediment. Geol. 124, 3–29.
- Postma, G. (1990): Depositional architecture and facies of river and fan deltas? A synthesis. In: Collela A., Prior D. B. (Eds.): Coarse-grained deltas. Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment., 10, 13–27.

- Purkyňová, E. – Gilíková, H. – Jachowicz, M. – Filipiak, P. (2004): Paleobotanical records from basal Devonian clastics in Měnin and Kozlovice boreholes (Moravia, Czech Republic). – Čas. Slez. Muz. Opava (A)3, 53, 193–204. Opava.
- Ramos, A. – Sopeña, A. (1983): Gravel bars in low sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). – IAS, Spec. Publ., 6, 306–312. Oxford.
- Vallová, S. (2005): Granáty v granitoidních horninách východního okraje Českého masivu. – MS, PřF MU, diplomová práce. Brno.
- Vavrdová, M. – Bek, J. (2001): Further palynomorphs of Early Cambrian age from clastic sediments underlying the Moravian Devonian (borehole Němčičky-3). – Czech Geol. Survey Bull., 2, 76, 113–115. Praha.
- Vavrdová, M. – Mikuláš, R. – Nehyba, S. (2003): Lower Cambrian siliciclastic sediments in Southern Moravia (Czech Republic) and their paleogeographical constraints. – Geol. Carpathica, 2, 54, 67–79. Bratislava.
- Wright, V.P. – Marriott, S.B. (2007): The dangers of taking mud for granted: Lessons from Lower Old Red Sandstone dryland river systems of South Wales. – Sediment. Geol., 195, 91–100.
- Zukalová, V. – Kalvoda, J. – Galle, A. – Hladil, J. (1981): Biostratigrafie paleozoika v hlubokých vrtech jihovýchodně od Brna, 7–30. In: Kalvoda, J. (Ed.), Biostratigrafie paleozoika na jihovýchodní Moravě, Knihovnička zemního plynu a nafty (Hodonín), 2, 255 str., 1 příloha.