

- porfýrové systémy bývajú lokalizované hlboko, často až vo fundamente produktov vulkanickej nadstavby;
- v podmienkach Západných Karpát je pravidlom, že najstaršie bývajú pri multietapovom vývoji rudných mineralizácií;
- mineralizácia je charakteristická svojím tepelným režimom a izotopickým zložením flúid.

Uvedené príznaky sa potvrdili aj na našich polymetalických mineralizáciách v ZK. Zvlášť treba uviesť prítomnosť najvýznamnejšej, t. j. časovo-priestorovej väzby na malú intrúziu (intrusion-related!). Niektoré polymetalické mineralizácie vystupujúce vo vápencovom prostredí podložia majú aj skarnový charakter. Na základe mnohých príbuzností sme dospeli k záveru, že aj v prípade Pb-Zn mineralizácie je možné uplatniť genetické aspekty z iných, už známych porfýrových mineralizácií. Hoci sú ložiská neekonomické, len vďaka rozsiahlym prieskumným prácam v minulosti sa mohli definovať ich „porfýrové“ genetické kritériá. V podmienkach trhovej ekonomiky by sa iste nenašli prostriedky na ich realizáciu. Použitie termínu „polymetalická porfýrová mineralizácia“ je podľa nášho názoru možné.

- Porphyry systems, as a rule, appear well beneath the volcanic edifice, mostly within the basement complexes.
- Characteristics of mineralogy, fluids, isotopes and temperature indicate common signs.
- In the Western Carpathians they are as a rule the predecessors of vein type deposits.

All above mentioned features are commonly present in our base metal stock-work like mineralizations, particularly the most important one: “the intrusion related environment”. Many of them, as the host calcareous rocks, are forming even skarn-type deposits. Therefore we conclude, why not denominate all those low-grade base metal deposits with adjacent porphyry stocks as the Base Metal Porphyry Deposits? Our suggestion is based on numerous data from the past detailed exploration activities, despite that time not being economically significant. Exploration of low-grade base metal porphyry deposits in market economy, is not and will be not of any interest. Anyway, reached results proved to be useful in another way – in enriching the ore genesis theories in the field of porphyry type mineralization.

SEMINÁR – SEMINARY

Nové výsledky geologického výskumu na východnom Slovensku New results of geological investigation in Eastern Slovakia (Slovak Geological Society seminary)

Dňa 25. 11. 2008 v popoludňajších hodinách sa v prednáškovej miestnosti ŠGÚDŠ v Košiciach uskutočnil poldňový seminár košickej pobočky SGS. Bol súčasťou celodenného programu Dňa otvorených dverí v tomto regionálnom centre.

Prednášky v prvej časti seminára boli zamerané na problematiku terciérnych sedimentov flyšového pásma na východnom Slovensku. Abstrakty prednášok z tejto časti sú uvedené v nasledujúcom texte. Záver seminára bol venovaný rozsiahlejším prezentáciám J. Janočka o výsledkoch štúdia

turbiditných systémov na území Turecka a P. Greculu a M. Greculu o geologickej stavbe a uhľovodíkovom potenciáli Malajzie.

Počas prestávky sa uskutočnilo komisionálne sčítanie hlasov pre jednotlivých kandidátov vo voľbách do trojčleného výboru pobočky SGS v Košiciach. Členmi výboru tejto pobočky na nadchádzajúce obdobie sa stali Z. Németh, S. Jacko ml. a R. Farkašovský.

Z. Németh



Účastníci seminára počas prednášky M. Kováčika (úplne vľavo)/Participants of seminary during lecture by M. Kováčik (sitting left)

Abstrakty – Abstracts

M. KOVÁČIK¹, J. BÓNA¹, L. GAZDAČKO¹, J. KOBULSKÝ¹, K. ŽECOVÁ¹, J. DERCO¹, Z. SIRÁŇOVÁ², A. ZLINSKÁ², D. BOOROVÁ², S. BUČEK² a K. BÓNOVÁ³: **Niektoré nové poznatky o geologickej stavbe magurskej jednotky v západnej časti Nízkych Beskýd**

¹Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice; martin.kovacik@geology.sk; ²Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava; ³Ústav geografie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Pavla Jozefa Šafárika, Jesenná 5, 040 01 Košice

Príspevok prezentuje najnovšie výsledky geologického mapovania a výskumu magurského príkrovu v západnej časti Nízkych Beskýd (Kováčik et al., 2008). Magurský príkrov v tomto regióne tvorí krynická, bystrická a račianska čiastková tektonicko-faciálna jednotka. Nové biostratigrafické, sedimentologické, tektonické, petrografické a mineralogicko-petrologické poznatky viedli k modifikácii a detailnejšiemu stratigrafickému členeniu jednotlivých čiastkových jednotiek.

Krynická jednotka je najjužnejšia čiastková jednotka magurského príkrovu na východnom Slovensku. V zhode s novšími názormi (napr. Potfaj in Žec et al., 1997) považujeme za súčasť krynickej jednotky aj pročské súvrstvie pri jej južnom okraji na styku s bradlovým pásmom. Východne od Tople má táto jednotka odlišnú litostratigrafickú náplň a vnútornú tektonickú stavbu ako v časti regiónu medzi dolinou Tople a Sekčova. Východnú časť krynickej jednotky v študovanom území tvorí strihovské súvrstvie (starší eocén až mladší eocén), v ktorom dominujú 2 litofaciálne vývoje: pieskovcový (strihovský a magurský pieskovec) a ílovcovo-pieskovcový („flyšový“) vývoj. V oboch sú lokálne prítomné tenké polohy pestrého ílovca. Vnútorná stavba tejto časti krynickej jednotky je charakteristická striedaním synklinálnych a antiklinálnych pásiem sz.-jv. smeru. Západne od Tople je pre krynickú jednotku charakteristická prítomnosť relatívne plytkých, menej deformovaných synklinórií (richvaldské a raslavické synklinórium) vyplnených malcovským súvrstvom. Naň sú z juhu nasunuté staršie sedimenty strihovského súvrstvia. Dominantnou litofáciou strihovského súvrstvia v študovanom území sú strihovské pieskovce (subarkózy až sublitické arenity, sensu Pettijohn et al., 1972). Spolu s pieskovecami sú prítomné polohy zlepcov pravdepodobne sklzového typu a polohy mikrokonglomerátov, ktoré tvoria šošovkovité a doskovité vrstvičky uprostred alebo na báze lavíc pieskovcov. Významnou litofáciou sú polymiktné zlepence s obliakmi exotických hornín (Mišík et al., 1991). Južne od Kukovej exotický materiál zastupujú najmä sivé škvrnité vápence (spodný alb), menej pelagické vápence typu biancone (vrchná jura až spodná krieda). V nadloží zlepcov s exotikami vystupuje poloha piesčitých ílovcov a siltovcov sivej farby hrubá niekoľko desiatok metrov (spodný eocén, nanoplanktónová zóna NP-12). V rámci strihovského súvrstvia sú zastúpené aj faciálne asociácie stredno- až tenkovrstvovitých pieskovcov (prevažne kalklitické arenity) a ílovcov („flyšový vývoj“). Tvoria pravdepodobne niekoľko hori-

zontov spodno- (zóny NP-12, NP-13) až strednoeocénneho veku (zóna NP-17), lokálne s vločkami červených nevápnných ílovcov. Najmladšie súvrstvie krynickej jednotky je malcovské súvrstvie (mladší eocén až mladší oligocén) s menilitovými vrstvami prítomnými minimálne vo 2 horizontoch (NP-21, NP-24) a pestrými ílovcami v bazálnej časti súvrstvia.

Bystrická jednotka sa vyznačuje výraznou pozdĺžnou vrásovo-šupinovou stavbou. Pre jednotlivé šupinové pásma je charakteristická zložitá tektonická stavba, ktorá sa prejavuje predovšetkým na styku s račianskou jednotkou, resp. na styku mechanicky kompetentných a nekompetentných horizontov v rámci jej vnútornej stavby. Vo vrásovo-prešmykových zónach dochádza k úplnej alebo čiastočnej tektonickej amputácii severných ramien antiklinál (belovežské súvrstvie). Južné časti šupín sú často zachované len ako monoklinálne uložené (prevažne na JZ) vrstvy zlínskeho súvrstvia, resp. neúplné synklinály s uťatým južným ramenom.

Najstaršie súvrstvie v bystrickej jednotke je belovežské súvrstvie (paleocén? až stredný eocén). Tvoria ho prevažne tenkovrstvovité ílovce a pieskovce s polohami pestrých ílovcov. Aglutinované asociácie foraminifer poukazujú na paleocénny až strednoeocénny vek. Nanoplanktónové asociácie dokazujú spodno- (NP-13) až strednoeocénny vek tohto súvrstvia (zóny NP-16 a NP-17). Pre nadložné zlínske súvrstvie (stredný až mladší eocén, NP-16 až NP-19) je charakteristické stredno- až hrubovrstvické striedanie kremenno-drobových a glaukonitických pieskovcov a sivozelených vápenatých ílovcov zlínskeho typu.

Ráčiansku jednotku v študovanom území tvorí belovežské, zlínske a malcovské súvrstvie. Spodnú časť belovežského súvrstvia (paleocén? až stredný eocén) tvorí pieskovcovo-zlepencový horizont (novodefinované mrázovecké vrstvy, paleocén? až spodný eocén), ktorý smerom do nadložia pozvoľna prechádza do tenkovrstvovitého vývoja „drobnorytmického flyšu“ s polohami pestrých ílovcov. Pieskovce mrázoveckých vrstiev obsahujú redeponované klasty vrchnokriedových ílovcov a foraminifer. Strednoeocénny vek ílovcov vrchnej časti belovežského súvrstvia sa preukázal na základe ojedinelých nálezov nanoplanktónu (zóna NP-16) a foraminifer. V asociácii ťažkých minerálov zo spodnej časti mrázoveckých vrstiev dominuje granát, rutil a zirkón. Turmalín, apatit, magnetit, amfibol, ilmenit (± staurolit a chalkopyrit) sú prítomné v menšom množstve. Granát a zirkón boli študované detailne. Chemické zloženie granátov poukazuje na to, že vznikli pri nízko- až strednostupňovej metamorfoze (facia zelených bridlic a epidoticko-amfibolitová facia). Zirkóny majú vysokú variabilitu vnútornej zonality a vznikli v magmatických horninách a metamorfitoch. V nadloží belovežského súvrstvia vystupuje zlínske súvrstvie (stredný eocén až spodný oligocén, zóna NP-16 až NP-21), ktoré je typickým flyšovým súvrstvom. V skúmanom regióne môžeme vyčleniť 3 základné litofaciálne vývoje tohto súvrstvia – makovické pieskovce, vápnité ílovce s polohami prevažne glaukonitových pieskovcov a pieskovcový vývoj s prevahou pieskovcov s glaukonitom oproti vápenatým ílovcem.

Makovické pieskovce sú dominantné prevažne v južnej (vnútornej) časti račianskej jednotky (stredný až vrchný eocén, zóna NP-16 až NP-19). Glaukonitové pieskovce s ílovcami tvoria horizonty hrubé niekoľko desiatok metrov. Tieto horizonty sú početnejšie najmä v spodnej časti zlínskeho súvrstvia, smerom do vrchnej časti súvrstvia postupne prevláda ílovcový vývoj. Ílovcový vývoj má dominantné zastúpenie v severnej (vonkajšej) časti račianskej jednotky. V niekoľkých horizontoch sú prítomné šošovkovité polohy hnedých silicifikovaných ílovcov až prachovcov. Ílovce zlínskeho typu sú bohaté na vápnitý nanoplanktón, ktorý preukázal vek stredný eocén (NP-16) až starší oligocén (NP-21). Najmladšie súvrstvie račianskej jednotky je malcovské súvrstvie (mladší eocén až mladší? oligocén). Prevažne svetlohnedé, sivé a okrové ílovce sa striedajú s vápnitými laminovanými pieskovecami. Vo vyššej časti súvrstvia sa lokálne vyskytujú hrubozrnné pieskovce a zlepenice (Štefurov). Menilitové vrstvy (čokoládovohnedé tvrdé ílovce a menilitové bridlice, sporadicky pelokarbonáty) tvoria v malcovskom súvrství aspoň 2 horizonty. Mladší horizont je biostratigraficky datovaný do zóny NP-24. Vzhľadom na to, že v nadloží mladších menilitových vrstiev pokračujú malcovské fácie v normálnom slede ešte niekoľko desiatok až stoviek metrov, je veľmi pravdepodobné, že sedimentácia malcovského súvrstvia v brezovskom synklinóriu pokračovala minimálne do mladšieho oligocénu. Tento predpoklad si vyžaduje ďalší biostratigrafický výskum.

**K. BÓNOVÁ¹, M. KOVÁČIK², J. BÓNA² a J. DERCO²:
Detritické granáty sedimentov magurskej jednotky
vo východnej časti flyšového pásma Západných
Karpát – chemické zloženie a proveniencia**

¹Ústav geografie Prírodovedeckej fakulty UPJŠ, Jesenná 5, 040 01 Košice; ²Štátny geologický ústav Dionýza Štúra – RC Košice, Jesenského 8, 040 01 Košice

Štúdium detritických granátov v klastických sedimentoch magurského príkrovu flyšového pásma vo východnej časti Západných Karpát poskytlo cenné informácie o charaktere ich zdrojových hornín. Granáty, ktoré sú v koncentrácii ťažkých minerálov študovaných sedimentov významne zastúpené, sa študovali z jednotlivých súvrství všetkých základných litotektonických jednotiek – račianskej, bystrickej a krynickej. V račianskej jednotke v malcovskom súvrství tvoria granáty 12 – 44 %, pričom v pieskovcovo-zlepenčovom vývoji je v porovnaní s „flyšovým“ zastúpenie významne vyššie. V zlínskom súvrství v makovických pieskovcoch tvoria 21 – 31 %. Približne rovnaké kvantitatívne zastúpenie majú v ílovcovo-pieskovcovom vývoji tohto súvrstvia. V belovežskom súvrství (mrázovecké vrstvy) zaberá granát v ťažkom produkte takmer 44 %. V bystrickej jednotke v pieskovcovom vývoji zlínskeho aj belovežského súvrstvia tvorí okolo 46 %, relatívne menej (15 až 21 %) je zastúpený v tenkovrstvovitom drobnorytmickom vývoji belovežského súvrstvia. V strihovskom súvrství krynickej jednotky sa množstvo granátov pohybuje v intervale 42 – 45 %, pričom v pieskovcovom (strihovské pieskovce) aj vo „flyšovom“ vývoji je zastúpenie približne rovnaké. Granáty

sa analyzovali na elektrónovom mikroanalýzátore CAMECA SX 100. Chemické analýzy lokalizované v centre aj na okrajoch zŕn (najmä ak zŕná vykazovali zdanlivú zonalitu, prípadne boli čiastočne zachované kryštalografické plochy) sa prepočítali na 12 kyslíkov. Celkové Fe (vyjadrené analýzou ako FeO) sa rozpočítalo na Fe²⁺ a Fe³⁺ podľa ideálnej stechiometrie. Analýzy sa prepočítali na koncové členy Prp-Alm-Grs-Sps-And-Uvr.

Granáty obyčajne vystupujú vo forme mierne opracovaných nepravidelných fragmentov bez zachovania pôvodného tvaru zrna. Vzácnnejšie sa vyskytujú izometrické, výrazne opracované zŕná. Bývajú ružové, sporadicky oranžovočervené až oranžovohnedé. Niektoré obsahujú množstvo inklúzií, najčastejšie kremeň, menej zirkón, rutil, muskovit a chlorit. Iba vzácné sa v rámci inklúzií identifikovali xenotím, titanit a monazit. Z mikrochemického hľadiska ako najpestrejšie sa javia granáty račianskej jednotky. V belovežskom a malcovskom súvrství sú zastúpené najmä spessartíny-almandíny a grosuláry-almandíny indikujúce vznik v metamorfovaných horninách amfibolitovej a epidotovo-amfibolitovej fácie (ruly a amfibolity). Sporadicky sa vyskytujúce almandíny-spessartíny v pieskovcovo-zlepenčovom vývoji malcovského súvrstvia poukazujú na prítomnosť pegmatitov (aplitov), prípadne hornín kontaktných aureol v zdrojovom materiáli (Deer et al., 1962). V mrázoveckých vrstvách sú pomerne bežné pyropy-almandíny. Asociácia detritických granátov v zlínskom súvrství tejto jednotky je výraznejšie pestrejšia. Okrem prevládajúcich spessartínov-almandínov v makovických vrstvách a grosulárov-almandínov v ílovcovo-pieskovcovom vývoji sa hojne vyskytujú pyropy-almandíny a pyropy-almandíny s mierne zvýšeným obsahom grosulárovej molekuly. Vyšší stupeň metamorfozy zdrojových hornín granátov (granulity a eklogity) indikuje prítomnosť almandínu-pyropu (9,84 hm. % MgO).

Takmer identické zloženie detritických granátov majú sedimenty bystrickej jednotky. V zlínskom aj belovežskom súvrství tejto jednotky sa vyskytujú grosuláry-almandíny, menej spessartíny-almandíny poukazujúce na stredný stupeň metamorfozy zdrojových hornín (svory, pararuly a meta-granity). Chemické zloženie granátov strihovského súvrstvia krynickej jednotky, t. j. almandíny a grosuláry-almandíny s významným zastúpením pyropového komponentu poukazujú na zdroj v rulách, menej v amfibolitoch. V pieskovcovom vývoji tohto súvrstvia sú však hojné aj pyropy-almandíny, ktoré môžu pochádzať z felzitických granatických granulitov. Granáty pochádzajúce z granulitov a eklogitov v pieskovcoch račianskej jednotky flyšového pásma boli identifikované aj v iných oblastiach tejto jednotky (Otava et al., 1997, 1998; Salata, 2004; Oszczyko a Salata, 2004), pričom autori predpokladajú, že majú pôvod v horninách moldanubika Českého masívu alebo v horninách dnes neexistujúcej sliezskej kordiléry medzi sliezkym a magurským bazénom. Na druhej strane, časť detritických granátov v sedimentoch bystrickej, a najmä krynickej jednotky môže pochádzať z rúl, svorov a amfibolitov vyskytujúcich sa v oblasti interných Karpát (Salata, l. c.; Oszczyko et al., 2006). Príbuzné chemické zloženie granátov v sedimentoch jednotlivých

litotektonických jednotiek flyšového pásma jasne poukazuje na potrebu doplniť údaje o chemickom zložení ďalších skupín ťažkých minerálov na bližšiu diagnostiku zdrojových hornín.

PodĎakovanie. Práca je výsledkom štúdia v rámci úlohy MŽP SR 0306 Geologická mapa Nízkych Beskyd – západná časť v mierke 1 : 50 000.

J. BÓNA, M. KOVÁČIK, L. GAZDAČKO, L. PETRO a J. KOBULSKÝ: Zlomové štruktúry v západnej časti Nízkych Beskyd, ich prejavy a možnosti identifikácie

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra – RC Košice, Jesenského 8, 040 01 Košice

Skúmaný región západnej časti Nízkych Beskyd je súčasťou magurskej tektonickej jednotky východoslovenského úseku flyšového pásma vonkajších Západných Karpát. Z tektonického hľadiska predstavuje súčasť zvrásneného komplexu príkrovových jednotiek kolíznej akrečnej prizmy, ktorej litologickú náplň tvoria vrchnokriedovo-oligocénne, prevažne siliciklastické sedimenty.

Pozdĺžna stavba magurského príkrovu a jeho hierarchicky nižších štruktúrnych pásiem je segmentovaná priečnou zlomovou tektonikou. Súčasťou výskumu ostatných rokov bola identifikácia a bližšie poznanie priebehu zlomov smerujúce k následnej paleonapätovej rekonštrukcii. Významným zdrojom informácií o priebehu a kinematike zlomových štruktúr bolo geologické mapovanie doplnené systematickým zberom štruktúrnych údajov. Dôraz sa kládol na analýzu tektonických zrkadiel a prizlomových vlečných vrás (*drag folds*) generovaných pohybom na zlome.

Z geologických máp v mierke 1 : 25 000 (Kováčik et al., 2008), resp. z orientácie mezoskopických zlomových štruktúr je zrejmé, že v študovanom regióne sú dominantné dva významné systémy dislokácií. Ide predovšetkým o štruktúry, ktorých priebeh je generálne S – J a SV – JZ. Prvú skupinu tvoria zlomy s.-j. až ssv.-jjz., ale aj ssz.-jjv. smeru so strmým sklonom na V a Z, obdobne na VJV a ZSZ, resp. na VSV a ZJZ. Pri týchto zlomových štruktúrach je najmarkantnejší dextrálny smerne posuvný režim, miestami sprevádzaný vznikom prizlomových vrás so stredne až strmo sklonenou osou generálne na J. Lokálne sme pozorovali aj poklesové štruktúry orientované na V. Z významnejších štruktúr možno spomenúť ondavský, voliansky a potocký zlom. Druhú skupinu tvorí systém principiálne sv.-jz. (ssv.-jjz.) smeru so strmým, miestami až stredným sklonom na JV a SZ, resp. na VJV a ZSZ. Charakteristickú zložku pohybu na týchto štruktúrach tvoria sinistrálne smerné posuny až šikmé poklesy. Olšavský, tisinecký a štiavnický zlom sú významné regionálne štruktúry reprezentujúce uvedený súbor.

Zistené paleonapätové pole, v ktorom vznikali opisované horizontálne posuny a šikmé poklesy, charakterizuje orientácia hlavnej kompresnej zložky σ_1 pôsobiaca v smere SV – JZ (SSV – JJZ). Os maximálnej extenzie je na ňu kolmá. Predpokladáme, že kompresiu tohto smeru spôsobila deformačná udalosť v období sarmat – panón?. To korešponduje s vývojom

stredno- až vrchnomiocénneho paleonapätového pola v širšej oblasti (Kováč, 2000; Pomianowski, 2003).

Na neotektonickú aktivitu (sensu Hók a Vojtko, 2006; koniec pliocénu – recent) v regióne Nízkych Beskyd poukazujú nasledujúce skutočnosti. V deluviálnych (litifikovaných) sedimentoch (pleistocén – holocén) pokrývajúcich významnú časť predkvartérneho podložia sa zaznamenal lokálny výskyt (okolie obce Kurimka) dislokácií smeru S – J. Ide o zlomové štruktúry so strmým sklonom na V, vykazujúce poklesové tendencie. Nemenej významná sa javí prítomnosť maloplošných, ale pomerne hojných výskytov „mladých“ sladkovodných (pramenných) vápencov – penovcov – v dnách a svahoch dolín. Uvedené štruktúry vznikli vo v.-z. extenznom režime pôsobiacom v období vrchný pleistocén? – holocén – recent so subvertikálne orientovanou osou maximálnej kompresie σ_1 . Pôsobením tohto paleonapätového pola sa zrejme reaktivovali aj zlomové línie smeru SSZ – JJV až SSV – JJZ (SV – JZ), založené už skôr. Ich priebeh je sledovaný výskytom penovcových kôp (cf. Baňacký et al., 1993; Hancock et al., 1999). Vertikálne pohyby vyvolané týmto režimom mali významný vplyv na formovanie riečnej siete. Náznorným príkladom toho je povodie Ondavy (Harčár, 2002).

Recentné napätové pole s osou maximálnej kompresie σ_1 orientovanou generálne kolmo na karpatský oblúk (cf. Jarošínski, 1997, 2005, 2006; Zuchiewicz et al., 2007) sa vysvetľuje ako efekt pretrvávajúcej konvergencie stabilnej európskej platformy a bloku Západných Karpát (Hók et al., 2000). Z uvedeného vyplýva, že kompresný režim s prevládajúcim prešmykovo-násunovým charakterom tektonických deformácií je charakteristický pre externejšie zóny flyšových Karpát. Smerom na juh (oblasť magurského príkrovu) os maximálnej kompresie σ_1 rotuje do subvertikálnej pozície.

PodĎakovanie. Výskum bol financovaný z projektu 03 06 Geologická mapa regiónu Nízke Beskydy – západná časť v mierke 1 : 50 000, zadaného MŽP SR pre ŠGÚDS.

K. BÓNOVÁ¹, J. DERCO² a Z. HOCHMUTH¹: Výsledky predbežného štúdia autochtónnych minerálov v sedimentoch jaskyne Skalístý potok (Slovenský kras)

¹Ústav geografie Prírodovedeckej fakulty UPJŠ, Jesenná 5, 040 01 Košice; ²Štátny geologický ústav Dionýza Štúra – RC Košice, Jesenského 8, 040 01 Košice

V autochtónnej výplni jaskyne Skalístý potok nachádzajúcej sa na južnom úpätí Jasovskej planiny v Slovenskom krase sa zistila prítomnosť minerálov Fe a Mn.

Na identifikáciu jednotlivých fáz Fe a Mn sa použila rtg. difrakčná analýza, ktorá sa urobila na prístroji DRON-UM 1 (CuK α žiarenie). Na identifikáciu rtg. záznamu sa použili tabuľky ASTM (Berry et al., 1974). Na presnejšiu diagnostiku problematických oxidov Mn sa využila diferenciálna termická analýza (prístroj Derivatograph C) s navážkou 162,4 mg a rýchlosťou ohrevu 5 °C/min. a infračervená spektroskopia

(IČ). IČ spektrá sa získali pomocou prístroja Specord M80 s navážkami 1 mg a 0,5 mg v rozsahu 4 000 cm^{-1} až 200 cm^{-1} prostredníctvom KBr pelety. Amorfne oxidy železa v asociácii s hematitom a goethitom vystupujú vo forme nepravidelnej kôry (povlaku) hnedastej až okrovej farby na stenách jaskyne. Kôry často obsahujú zrná alochtónnych minerálov (najčastejšie kremeň) splavených z povrchu. Povlaky amorfných oxidov Fe signalizujú oxidačné podmienky. Amorfné oxidy sú iniciálne štádiom precipitácie Fe, goethit a hematit sú výsledkom ich rekryštalizácie. Oxidy mangánu vystupujú vo forme lesklých mäkkých povlakov (substancií) na stenách jaskyne, prípadne vyplňajú priestor medzi zrnami v spevnených alochtónnych sedimentoch. Najčastejšie vytvárajú kryptokryštalické sypké čierne až ocelovosivé agregáty.

Na rtg. záznamoch sa najvýraznejšie a najostrejšie prejavil reflex pri 0,311 (nm) a jeden nižší pri 0,240 (nm). Pozícia reflexov indikuje prítomnosť pyroluzitu, vernaditu a/alebo kryptomelánu vo vzorke, keďže sa reflexy týchto minerálov prekrývajú. Dôležitú úlohu zohráva ich kryptokryštalický charakter, ktorý identifikáciu čiastočne komplikuje. Derivatogram (DTA) poukázal na prítomnosť prvého endotermického efektu indikujúceho tepelný rozklad oxidu Mn pri teplote 652 °C. Druhý endoeft sa objavil pri teplote 986 °C. Uvedené teplotné hodnoty môžu korešpondovať s rozkladom pyroluzitu a uvoľňovaním O v intervale 600–700 °C a tvorbou Mn_3O_4 v teplotnom intervale 900–1 050 °C (Kulikov et al., 1985) alebo rozkladom kryptomelánu na $\beta\text{-Mn}_2\text{O}_3$ a $\alpha\text{-Mn}_3\text{O}_4$ v intervale 550–680 °C (l. c.) a tvorbou $\beta\text{-Mn}_3\text{O}_4$ v teplotnom intervale 900–1 000 °C (Blažek, 1974). IČ spektrum indikuje prítomnosť minerálov z radu kryptomelánu, aj keď priebeh krivky je výrazne ovplyvnený tým, že ide o zmes Mn-Fe oxidov/hydroxidov. Chemickou analýzou (elektrónový mikroanalýzátor CAMECA SX 100) sa potvrdila prítomnosť takmer čistého MnO_2 – pyroluzitu – a pravdepodobne vernaditu s prímiesou kryptomelánu. Kryptomelán je indikovaný mierne zvýšeným obsahom K_2O (0,67 hmot. %).

Mangán (Mn^{2+}) môže byť derivovaný z organického materiálu na povrchu alebo zo samotných dobre rozpustných karbonátov obohatených o Mn, neskôr transportovaný tekúcou vodou, prípadne presakujúcou vodou do krasových dutín. Tam sa prostredníctvom baktérií (mikroorganizmov) z mobilného Mn^{2+} vytvorí nemobilná forma Mn^{4+} podieľajúca sa na stavbe mangánových oxidov/hydroxidov (Cílek a Fábry, 1989). Oxidy Mn sa obvyčajne zrážajú na bariére pH na kontakte povrchovej vody a vápencovej steny, napríklad v miestach, kde voda, ktorá nebola v dlhšom kontakte s vápencovou stenou, prevapková alebo preteká z povrchu. To indikuje komunikáciu jaskynných priestorov s krasovým povrchom (Cílek, 2005). Oxidy Fe a Mn v jaskynných priestoroch sa môžu lokálne vyžrážať účinkom kyseliny sírovej na ílové minerály (cf. Palmer, 2007). Obmedzená tvorba kyseliny sírovej súvisí s lokálnym znížením pH, kde hlavným zdrojom býva oxidácia sulfidu (napr. pyritu). Keďže transport oxidov/hydroxidov Mn v pevnom skupenstve je nepravdepodobný, predpokladáme ich kryštalizáciu z infiltrujúcich roztokov bohatých na Mn, ktoré môžu vznikáť pri zvetrávacích procesoch karbonátov. Nie je však vylúčená lokálna tvorba oxidov

Mn z pôsobenia slabšej kyseliny na ílové minerály vznikajúce oxidáciou hojne sa vyskytujúceho pyritu v jaskyni.

PodĎakovanie. Príspevok vznikol za podpory grantovej úlohy VEGA 1/3062/06.

L. ŠTRBA: Identifikácia lalokov turbiditných systémov v teréne; príklad z oblasti doliny Popradu

Ústav geovied, Fakulta BERG, Technická univerzita v Košiciach; lubomir.strba@tuke.sk

Identifikácia typu a pozície jednotlivých architektonických prvkov podmorského kužela (napr. distribučné kanály, agradačné valy, laloky) je veľmi dôležitou súčasťou procesu charakterizovania celého systému. Objasňuje nielen vznik, ale aj geometriu a ďalšie parametre daného systému. Tento proces preto môže ovplyvniť celkové vyhodnocovanie depozičného prostredia z rôznych hľadísk. Laloky turbiditov sú v súčasnosti predmetom intenzívneho výskumu vďaka ich uhľovodíkovému potenciálu. Ich presná identifikácia je preto nevyhnutná.

Jednoznačné určenie konkrétneho architektonického prvku v oblasti Karpát je často obmedzené slabým odkrytím terénu, a preto množstvo interpretácií je založených na prácach z podobných, ale lepšie odkrytých oblastí. Pomerne dobre sú odkryté masívne pieskovce v údolí rieky Poprad pozdĺž hranice medzi Slovenskom a Poľskom. V rámci sedimentologického výskumu na viacerých odkryvoch boli opísané predovšetkým hrubé polohy masívnych pieskovcov. Tieto jemno- až hrubozrnné pieskovce často vytvárajú ostro ohraničené vrstvy s hrúbkou viac ako 3 metre. Ďalšie, zriedkavo sa vyskytujúce fácie na tomto území sú: pieskovec so šikmým výmoľovým zvrstvením, pieskovec so šikmým čerinovým zvrstvením, paralelne laminovaný pieskovec a paralelne laminovaný kalovec. Všetky znaky pozorované na jednotlivých odkryvoch ako napr. vertikálne trendy hrúbky vrstiev naznačujúce kompenzačné cykly, náznaky gradačného zvrstvenia a laterálny priebeh jednotlivých vrstiev indikujú, že ide o prostredie lalokov turbiditných systémov magurského príkrovu v oblasti vonkajších Západných Karpát.

Tento príspevok vznikol vďaka podpore projektu VEGA 1/3061/06.

M. PREKOPOVÁ a D. DIRNEROVÁ: Hlbokovodné sedimenty duklianskej jednotky: interpretácia depozičných prostredí

Ústav geovied FBERG TU v Košiciach; marta.prekopova@tuke.sk

Duklianska jednotka je súčasťou flyšového pásma vonkajších Západných Karpát. Je pre ňu charakteristické striedanie pieskovcových a kalovcových vrstiev, čo je typické pre turbiditné systémy v morskom prostredí. V oblasti 8 km sv. od Sniny v blízkom okolí vodnej nádrže Starina je možné pozorovať dobre odkryté sedimenty duklianskej jednotky.

Patria do cišnianskeho, podmenilitového a menilitového súvrstvia, ktorého súčasťou sú aj cergovské vrstvy. Cišnianske súvrstvie reprezentujú hrubé polohy pieskovcov, ktoré výrazne prevažujú nad kalovcami. V podmenilitovom súvrství sa striedajú pieskovcové a kalovcové vrstvy, pričom ich pomer je viac vyrovnaný. V menilitovom súvrství môžeme pozorovať hrubšie polohy kalovcov na báze prerušené pieskovecami, ktoré postupne prechádzajú opäť do kalovcov. Vek týchto sedimentov sa pohybuje v rozmedzí paleocén až spodný oligocén.

Sedimentologickou analýzou, ktorej cieľom je interpretácia depozičného prostredia týchto sedimentov, sme vyčlenili 11 litofácií. Z nich 8 je pieskovcových a 3 sú kalovcové. Tieto litofácie tvoria 6 litofaciálnych asociácií. Každá z nich je charakteristická pre určitú oblasť depozičného prostredia. Sedimentologická analýza zahŕňala aj štúdium erózných a deformačných štruktúr a identifikáciu ichnofácií. Z erózných štruktúr, ktorých význam spočíva v určení paleoprúdenia či hustoty prúdu, sa v študovanej oblasti nachádzajú rozmyvové stopy a stopy po predmetoch (vlečné ryhy, stopy po dopade, odraze či zapichnutí, šípovité stopy). Výsledky meraní naznačujú, že zdrojová oblasť cišnianskeho súvrstvia sa nachádzala na SV, podmenilitového súvrstvia na JV a menilitového súvrstvia na SZ. Deformačné štruktúry sa zachovali v podobe záťažových štruktúr a L-chrbtov. Z ichnofácií sa v každom type súvrstvia nachádza iný druh. V cišnianskom súvrství bola identifikovaná *Ophiomorpha rudis*, ktorá je charakteristická pre prostredie hlbokovodných kanálov či lalokov. V podmenilitovom súvrství sa vyskytuje typický indikátor bazénovej pláne – ichnofácia *Nereites*. V menilitovom súvrství sa našla *Scolicia*, ktorá podobne ako *Ophiomorpha rudis* nie je typickým zástupcom jedného depozičného prvku, ale môže poukazovať na depozičnú v kanáloch aj lalokoch.

Ďalšou použitou metódou bolo vyhodnotenie hrúbky turbiditných pieskovcov na základe štatistickej metódy, ktorú používajú Carlson a Grotzinger (2001). Podľa tejto metódy sa sedimenty cišnianskeho súvrstvia usadzovali v najproximálnejšej oblasti bazénu (vzhľadom na ostatné súvrstvia) a sedimenty podmenilitového súvrstvia v najdistálnejšej časti bazénu.

Zjednotením sedimentologickej analýzy a analýzy hrúbky turbiditných pieskovcov spolu s poznatkami, ktoré zverejnil Oszczypko (2006) o subsidencii a rýchlosti depozičie sedimentov v duklianskom bazéne, sme dospeli k záveru, že sedimenty cišnianskeho súvrstvia deponované v období zvyšujúcej sa subsidencie a vysokej sedimentačnej rýchlosti predstavujú sústavu nízkeho stavu (*lowstand systems tract*). Počas nej sa formovali kužele svahu bazénu (*slope fan*). V období sedimentácie podmenilitového súvrstvia sa subsidencia aj naďalej zväčšovala, no sedimentačná rýchlosť klesala. Preto predpokladáme, že tieto sedimenty vznikali

počas záverečnej fázy sústavy nízkeho stavu (*lowstand systems tract*) a jej postupného prechodu do fázy vysokého stavu (*highstand systems tract*). Sedimenty podmenilitového súvrstvia teda môžu predstavovať distálny okraj svahového kužela (*distal slope fan*).

Menilitové súvrstvie sa ukladalo v období, v ktorom nastala výrazná zmena v charaktere subsidencie. V bazéne, ktorý prestal subsidovať, je veľká rýchlosť sedimentácie. Preto predpokladáme, že sedimenty menilitového súvrstvia vznikali počas sústavy klesajúceho stavu (*falling stage systems tract*), keď sa formovali kužele dna bazénu (*basin floor fan*) a ich sedimentácia prebiehala v oblasti lalokov.

Tento príspevok sa realizoval vďaka podpore grantu VEGA 1/3061/06.

M. UDIČ, S. JACKO, I. CUPEROVÁ, J. JANOČKO a M. PREKOPOVÁ: **Pieskovcové dajky v račianskej jednotke vonkajšieho flyšového pásma (Nová Polianka, východné Slovensko)**

Ústav geovied FBERG TU v Košiciach; martin.udic@tuke.sk

Geologickú stavbu územia v oblasti Novej Polianky tvoria výhradne sedimenty zlínskeho súvrstvia račianskej litotektonickej jednotky (stredný až vrchný eocén). Na základe podrobného výskumu sme v zlínskom súvrství vyčlenili tri litofácie: pieskovcovú (makovické pieskovce), pieskovcovo-ílovcovú a ílovcovú s tenkými polohami pieskovcov (Udič et al., 2007). Pomocou analýzy sedimentárneho prostredia sme dospeli k záveru, že ide o sedimenty turbiditného systému, ktoré sa ukladali na podmorskom svahu (Cuprová, 2007).

Pieskovcové intrúzie v zlínskom súvrství boli interpretované podľa ich geometrie a vzťahu k okolitým horninám ako pieskovcové dajky. Oblasť s najväčším výskytom pieskovcových dajok sa nachádza neďaleko obce Nová Polianka v odkryve eróznej ryhy potoka Olšava. Pieskovcové dajky intrudovali do ílovcovej litofácie, ktorú tvoria masívne, paralelne laminované sivé, tmavohnedé až hnedočierné, tektonicky porušené ílovce. Dajky sú vyvinuté v puklinách sz.-jv. smeru so sklonom 80 – 90° na JZ. Výskyt študovaných pieskovcových dajok v zlínskom súvrství račianskej litotektonickej jednotky poukazuje na extenzné otváranie puklín v magurskom sedimentačnom bazéne v čase depozičie sedimentov. Tento predpoklad podporuje aj prítomnosť ďalších synsedimentárnych telies (Udič, 2007), ktoré dokumentujú aktívny okraj bazénu v čase depozičie sedimentov. Ide predovšetkým o prítomnosť synsedimentárnych sklzo-vých telies. To poukazuje na orientáciu lokálneho dynamického vývoja v čase ich formovania.