

Metamorfovaná sukcesia silicitických bridlíc s bazaltom a diastrofickou brekciou v olistolite jurskej akrečnej prizmy meliatika pri Jaklovciach (Slovensko), datovaná na zirkóne (U-Pb SIMS SHRIMP)

MARIÁN PUTIŠ¹, MARTIN RADVANEČ², SERGEY SERGEEV³, FRIEDRICH KOLLER⁴,
MARTIN MICHÁLEK¹, BRIGITTA SNÁRSKA¹, MATÚŠ KOPPA¹, KATARÍNA ŠARINOVÁ¹
a ZOLTÁN NÉMETH²

¹Univerzita Komenského v Bratislave, Slovenská republika; putis@fns.uniba.sk

²Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 842 15 Bratislava, Slovenská republika

³CIR VSEGEI, St.-Petersburg, Russian Federation

⁴Vienna University, Austria

Metamorphosed succession of cherty shales with basalt and diastrophic breccia in olistolith of the Meliatic Jurassic accretion wedge near Jaklovce (Slovakia), dated on zircon (U-Pb SIMS SHRIMP)

Abstract: Slightly metamorphosed succession of silicitic shales with a basaltic layer, covered by a diastrophic breccia horizon was studied near Jaklovce village (eastern Slovakia). The Middle Triassic strata of reddish and greenish cherty shales, carbonates and radiolarites contain a number of thin basaltic tuff layers and a 3 m thick basaltic layer. Detrital zircons with magmatic typology from the Middle Triassic cherty shales revealed a predominating Lower Triassic concordant crystallization age (247 ± 4 Ma) of their probably acidic magmatic source. However the zircon concordant age 359 ± 7 Ma of the basalt in cherty shales can only be interpretable as a magmatic source age of this Middle Triassic basalt, the age of the latter is well constrained with the Middle Triassic radiolarites found in the hosting cherty shales. The overlying breccia horizon is built of cm to dm size angular fragments of the ophitic and amygdaloidal basalts, less gabbro-dolerites and sporadically Cr-Spl gabbros. Radiolaritic dm size angular fragments are also present, wrapped and/or interlayered with the basalt. The Middle Triassic pillow-type basalts, gabbro-dolerites and radiolarites of the obducted part of the oceanic crust were the prevailing source rocks of probably Upper Triassic to Middle Jurassic diastrophic breccia infilled by matrix red cherts. Zircons from a 0.5 m gabbro-doleritic fragment in the breccia, although again show an older concordant age of 342 ± 5 Ma, are interpretable as inherited ones from a Lower Carboniferous magmatic source of the Middle Triassic gabbro-dolerite. The syn-rift deepening of the Neo-Tethyan Meliatic Basin is represented by the sedimentation of the Middle-Triassic cherty carbonates and shales on a subsiding thinned continental margin. It culminated by an oceanic crust formation being evidenced by the interlayers of pillow-type basalts and tuffs in lithoclasts of the breccia horizon. Compression regime and starting southward subduction was accompanied by the northward obduction and destruction of the unsubducted marginal part of the oceanic crust, material of which being slumped onto the unlithified cherty strata of marginal part of the basin formed the Upper Triassic to Middle-Jurassic diastrophic breccia. The rocks of the whole succession contain actinolite rimmed by winchite/ferrowinchite/riebeckite due to their shallow (20–25 km) subduction within the southern part of an accretion wedge localized N of the subduction zone. Such bodies of Triassic to Middle Jurassic successions, as olistoliths, were incorporated into the Jurassic accretion wedge turbiditic (meta)sediments. The remnants of the Meliatic accretion wedge are recognizable all over the Gemeric Unit.

Key words: cherty shale, breccia, basalt, dolerite, metamorphism, U-Pb SHRIMP dating, Meliaticum, Inner Western Carpathians

Geologická situácia a prehľad výskumov

Skúmaná lokalita sa nachádza pri obci Jaklovce (obr. 1). Interpretuje sa ako tektonická kryha meliatika (Kozur a Mock, 1973) na gemeriku. Poznatky a názory na litológiu a biostratigrafiu triasovo-jurských súvrství meliatika sumarizuje Rakús et al. (1998). Predmetná lokalita je litologicky najpodrobnejšie spracovaná Mockom

et al. (1998). Je súčasťou melanže jurskej akrečnej prizmy meliatika. Tvoria ju relatívne hrubé jurské bridličnaté súvrstvia s olistolitmi a olistostrómami starších, najmä permsko-triasových sukcesíí. Jej paleotektonická pozícia v susedstve subdukčnej zóny zodpovedá prostrediu akrečnej prizmy.

Samotný nami študovaný litologický profil bol označený Mockom et al. (1998) ako jaklovská formácia meliatika



Obr. 1. Geologická mapa meliatica pri Jaklovciach (Grecula et al., 2009). Vztah medzi silicitickými bridlicami s rádiolaritom (9) a bazaltom (8) bol študovaný na profile vyznačenom bielym obdĺžnikom. 1 – antropogénne navážky; 2 – fluválne sedimenty; 3 – deluviálne svahoviny; 4 – fluválne štrky spodnej terasy; 5 – fluválne štrky vrchnej terasy; 6 – serpentinit; 7 – kremité vápence a slienité bridlice; 8 – bazalt; 9 – rádiolarit; 10 – rohovcové vápence s vločkami ílovitých a slienitých bridlíc; 11 – svetlosivé vápence; 12 a 13 – dolomity; 14 – rauchwacke; 15 – vápnené bridlice, pieskovce; 16 – pestré bridlice a pieskovce; 17 – pieskovce a bridlice s evaporitmi; 18 – polymiktné zlepenice; 19 – pieskovce, bridlice a zlepenice; 20 – dacity, andezity a ich pyroklastiká; 21 – polymiktné zlepenice.

Fig. 1. Geological map of the Meliaticum near Jaklovce (Grecula et al., 2009). A relationship between the silicitic schists (9) and basalt (8) was studied along a profile marked by the white-coloured frame. 1 – anthropogenic dumps; 2 – fluvial sediments; 3 – deluvial slope debris; 4 – fluvial gravels of lower terrace; 5 – fluvial gravels of upper terrace; 6 – serpentinite; 7 – cherty limestones and marly shales; 8 – basalt; 9 – radiolarite; 10 – limestones with cherts, interbedded with clayey and marly shales; 11 – light-grey limestones; 12 and 13 – dolomites; 14 – rauchwackes; 15 – calcareous shales and sandstones; 16 – variegated shales and sandstones; 17 – sandstones and shales with evaporites; 18 – polymict conglomerates; 19 – sandstones, shales and conglomerates; 20 – dacites, andesites and their pyroclastics; 21 – polymict conglomerates.

predpokladaného triasového veku. Metabazity a metasilicity v záreze železničnej trate (do areálu podniku na ťažbu a spracovanie karbonátov), ale aj celkovo v meliatskej jednotke, sa interpretovali ako ofiolity s hlbokovodnými sedimentmi – rádiolaritmi a silicitickými bridlicami, ktoré vznikli prevažne na oceánskej kôre (Mello et al., 1983;

Mock et al., 1998; Hovorka a Spišiak, 1998; Ivan, 2002; Ivan et al., 2009; Aubrecht et al., 2010). Pôvodne sa metabazity označovali ako jaklovské paleobazalty a diabázy (Kamenický, 1957). V ich susedstve vystupuje kryha mramorizovaných karbonátov triasu, ako aj ďalšie blokované telesá, a to serpentinitov, keratofýrov, (paleo)ryolitov (perm?, staršie paleozoikum?) a spodnotriasových klastík (Grecula et al., 2009), považovaných za olistolity.

Geochemické štúdium metabazitov v okolí Jakloviec (Mock et al., 1998) indikuje ako prevládajúci vápenato-alkalický typ (CAB, obr. 6), charakteristický skôr pre kontinentálne okraje ako pre ofiolity stredooceánskych chrbtov (riftov). V tejto práci sa iba jedna študovaná vzorka jasne premietla do poľa A (N-MORB) stredooceánskych bazaltov, ktoré sa ale môžu vyskytovať aj v asociácii s CAB, napr. na okraji kontinentu. Mnohé štúdie o pôvode ofiolitov (napr. Taylor et al., 1992; Hawkins a Allan, 1994) pripúšťajú, že N-MORB sú rovnako typické aj pre kôru okrajových bazénov a okrajové kontinentálne magmatické oblúky, ako aj nevelké zaoblúkové bazény, najmä ak asociujú so subalkalickými až alkalickými bazitmi, nachádzajúcimi sa aj pri Jaklovciach (Faryad et al., 2005, podľa chemického zloženia klinopyroxénu na obr. 2). Poslední uvedení autori tiež konštatujú, že mnohé metabazality z folkmarskej zóny pri Jaklovciach majú zloženie zodpovedajúce N-MORB. Hovorka a Spišiak (1998, obr. 3) zaraďujú bazalty z Jakloviec k MORB typu ako súčasť meliatskej ofiolitovej sekvencie. Charakterizovali Cpx(Aug)-Pl-Ilm bazalty, resp. „pillow“ bazalty, ale aj žily doleritov. Ich analogické typy sa v oblasti Darnó (Darnó Hill) v Maďarsku interpretujú dosť protichodne – buď ako stredooceánske (Harangi et al., 1996), alebo ako z kontinentálneho okraja, prípadne oceánskeho ostrovného oblúka (Downes et al., 1990).

V širšom okolí lokality a Jakloviec je matrix melanže tvorený jurskými hlbokovodnými, zväčša turbiditickými sedimentmi, ako sú sivé až sivozelené ílovce s vločkami silicitických bridlíc, siltovce, vápnené ílovce, argility a pieskovce. Hrubozrnné pieskovce až mikrobekcie a konglomeráty sú zriedkavé; zväčša obsahujú litoklasty triasových bazénových až plytkovodných karbonátov. V nich vystupujú telesá mramorizovaných karbonátov, rádiolaritov, metabazaltov, menej paleoryolitov a keratofýrov (Hovorka, 1977) ako olistolity a olistostrómy hlavne triasových sukcesí (Kozur a Mock, 1995; Mock et al., 1998; Mello, 1996; Plašienka et al., 1997; Rakús et al., 1998). Jurský vek matrixu sa určil na základe nálezu fragmentov rastier belemnitov v mikrobekciách, ako aj na základe určenia rádiolárií z prepláskov silicitických bridlíc v ílovcoch a v ílovitých bridliciach (Kozur a Mock, 1995).

Zaujímavé sú aj výsledky analýzy ťažkých minerálov z matrixových pieskovcov jurskej melanže (Mock et al., 1998) v tejto severovýchodnej vetve meliatica. Výraznú prevahu majú minerály, ktoré naznačujú neďaleký kontinent (turmalín, zirkón, granát).

Gawlick in Aubrecht et al. (2010) určil ako výrazne prevládajúci stredotriasový vek čiastočne zachovalých rádiolárií a konodontov zo silicitických bridlíc s rádiolaritom a silicitickým karbonátom v záreze železničnej trate pri podniku na ťažbu a spracovanie karbonátov pri Jaklovciach,

a teda zo spodnej časti nami študovanej sukcesie. O cca 500 m ďalej na západ zistil Gawlick zo súvrstvia rádiolaritov a silicitických karbonátov nad bazaltmi už vrchnotriasový až strednojurský vek rádiolárievej fauny. Tento horizont by mohol zhruba zodpovedať brekciovitým bazaltom so silicitickým matrixom, aký sa nachádza na našom profile cca 150 m na západ od uvedeného podniku, a predstavuje vrchnú časť nami študovanej sukcesie.

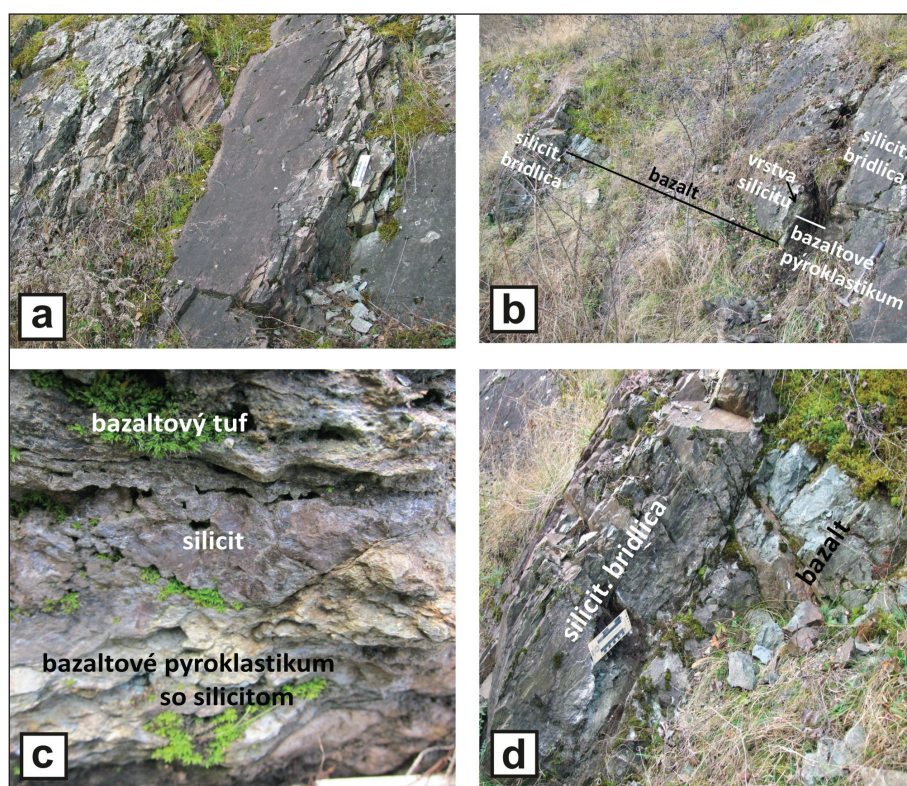
Ivan et al. (2009) zistili prítomnosť magnezioriebeckitu až riebeckitu, resp. ferowinchitu, v žilkách metabazaltu a metasilicitu pri Jaklovciach, a teda náznaky ich vyššielakovej metamorfózy.

V publikácii upozorňujeme na novozistené litologické vzťahy v študovanej sukcesii v záreze železničnej trate do areálu kameňolomu pri Jaklovciach. V jej spodnej časti vystupuje súvrstvie silicitických bridlíc s polohou bazaltu. Z bazaltu uvádzame aj výsledky rádiometrického dato-

vania zirkónu. Datoval sa aj detritický zirkón zo spodnej časti súvrstvia silicitických bridlíc. Analyzoval sa materiál z niekoľkých desiatok metrov hrubého vrchného horizontu brekcií s prevahou litoklastov bazaltu, gabrodoleritu a masívneho červeného, menej zeleného rádiolaritu, s nátekmi a výplňou červenkastého silicitu (rádiolaritu). Tu bol datovaný blok gabrodoleritu na zirkóne, tiež podľa metódy U-Pb SIMS SHRIMP. Charakterizujeme aj metamorfný vývoj sukcesie a podávame interpretáciu vývoja tejto časti jaklovskej formácie meliatika.

Metodický postup

V záreze železnice dlhej asi 200 m a vo svahu až po hranicu s mramormi a serpentinitmi bola urobená terénna litologická dokumentácia. Bola meraná reliktné zachovaná sedimentárna vrstvitosť a s ňou paralelná metamorfná



Obr. 2. Obrázky **a – d** sú zoradené od podlažia po nadložie litologickej sukcesie. Pri opise profilu sa používajú názvy hornín spred metamorfózy. **a** – Minimálne 5 – 7 m hrubé súvrstvie červenkastých a zelenkastých silicitických bridlíc, menej silicitických karbonátov, na začiatku litologického profilu pri vstupe do spodnej časti kameňolomu; meradlo naznačuje miesto odberu vzorky JAK-5 na datovanie. **b** – 3 m hrubá poloha bazaltu medzi podložnou (vpravo, s kladivom) a cca 1,5 m hrubou nadložnou polohou silicitickej bridlice; datovaná vzorka JAK-3 pochádza z cca 0,5 m veľkého svetlozeleného bloku bazaltu pod siliciticou bridlicou vľavo, s detailom na obr. d. **c** – 3 cm hrubá vrstva červenofialového silicitu medzi bazaltovým pyroklastikom a tufom. Vrstva bazaltového pyroklastika je tmelená červenofialovým silicitom – detail kontaktu bazaltu a podložnej silicitickej bridlice vľavo od kladiva na obr. b. **d** – Detail styku nadložnej silicitickej bridlice (ľavá strana obr. b) s cca 3 m hrubou polohou bazaltu, vrátane datovaného bloku (vzorka JAK-3).

Fig. 2. The figures **a – d** are ordered from a bottom to the top of the lithological succession. Pre-metamorphic lithology is used in the profile description. **a** – Minimum 5–7 m thick strata of reddish and greenish cherty shales, less cherty carbonates, at the beginning of the lithological section near the entrance to a lower part of the quarry; scale bar indicates the place of picking up the sample JAK-5 for the dating. **b** – 3 m thick layer of basalt between the underlying (on the right-hand side, with a hammer) and ca. 1.5 m thick overlying layers of cherty shales; dated sample JAK-3 was picked up from a pale-green 0.5 m block of basalt below the cherty shales on the left-hand side of the figure, with a detail in Fig. d. **c** – 3 cm thick intercalation of reddish-pinkish chert between basalt pyroclastics and tuff. The layer of basaltic pyroclastics is cemented by silicite – a detail of the contact between the basalt and underlying cherty shales to the left of a hammer in Fig. b. **d** – A detail of the contact of the overlying cherty shales (the left hand side of Fig. b) with underlying ca. 3 m thick layer of the basalt, including the dated block (sample JAK-3).

bridličnatosť silicitických bridlíc. Vrstvovitosť sa miestami dala určiť aj v horizonte brekcií.

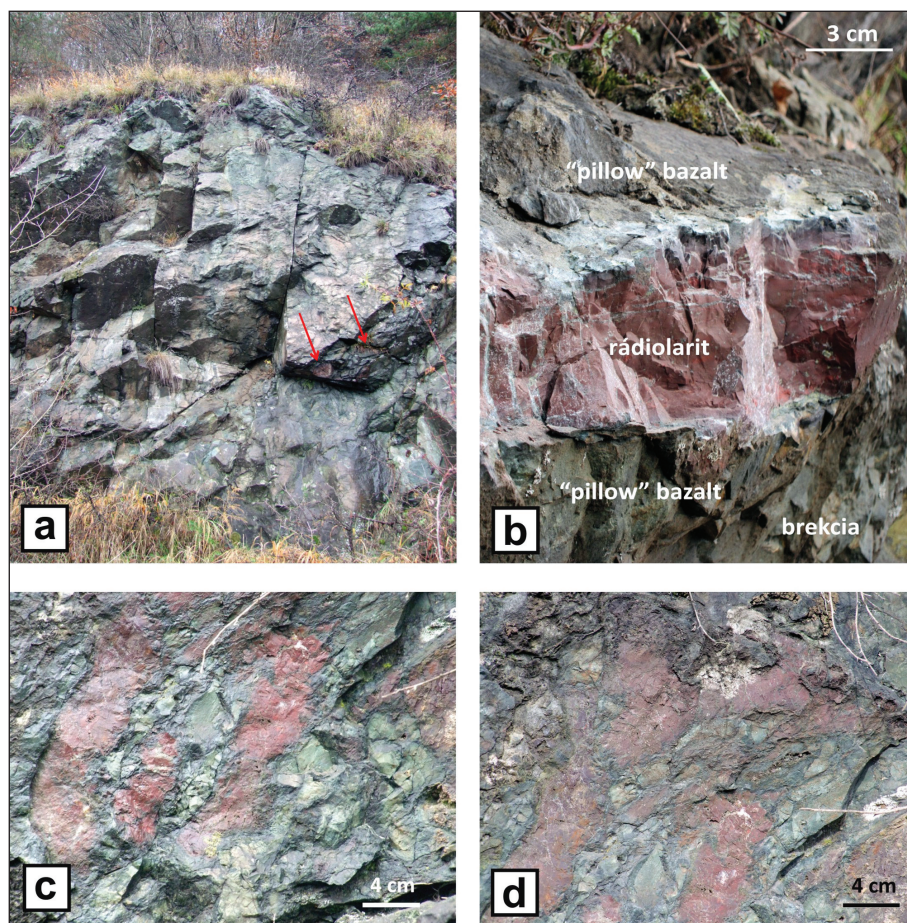
Odobrali sa dve vzorky (meta)bazitov (bazaltu a gabrodoleritu) a jedna vzorka silicitickej bridlice za účelom datovania z nich vyseparovaného zirkónu metódou U–Pb na iónovej mikrosonde (SIMS SHRIMP) – s použitím sekundárneho elektrónového multiplikátora v geochronologickom laboratóriu Geologického ústavu CIR VSEGEI v Petrohrade. Použila sa štandardná metodika (Williams, 1998; Larionov et al., 2004), ktorá je podrobne opísaná aj v prácach Putiša et al. (2008) a Radvanca et al. (2009). Všetky bodové merania reprezentujú konkordantné veky. Pre dve vzorky (meta)bazaltu bolo na datovanie vybraných 11 a 6 bodov a pre metasilicit 15 bodov. Vypočítané konkordantné veky sú v rozsahu chyby 2σ .

Chemické zloženie vybraných horninotvorných minerálov bolo stanovené elektrónovou mikroanalýzou na prístroji CAMECA SX 100 v Štátnom geologickom

ústave Dionýza Štúra v Bratislave. Použilo sa urýchľovacie napätie 15 kV, prúd 20 nA, merací čas 20 s, priemer elektrónového lúča 5 – 10 μm , štandardy: F – LiF, Na – albit, Si a Ca – wollastonit, Al – Al_2O_3 , Mg – forsterit, Cl – NaCl, K – ortoklas, Ti – TiO_2 , Fe – fayalit, Mn – rodonit, Cr – elementárny chróm, Ni – elementárny nikel.

Stechiometrické vzorce amfibolov boli prepočítané podľa Schumachera (1997, in Leake et al., 1997) na určenie minimálneho a maximálneho obsahu Fe^{3+} . Vzhľadom na vysoký podiel železa bola použitá platná klasifikácia amfibolov IMA (Leake et al., 1997, 2004) s prepočtom na maximálny obsah Fe^{3+} . V zmysle tejto klasifikácie obsah Si vyšší ako 8 vzorcových jednotiek sa spravidla považuje za analytický problém.

V článku sú použité skratky podľa Siivolu a Schmida (2007): Ab – albit, Act – aktinolit, Am – amfibol, Aug – augit, Cal – kalcit, Ccp – chalkopyrit, Chl – chlorit, Cpx – klinopyroxén, Cr-Spl – chrómspinel, Ep – epidot,



Obr. 3. a – Diastrofická sedimentárna breccia; šípkami sú vyznačené angulárne dm litoklasty červeného masívneho rádiolaritu, s detailom na obr. b. Datovaná vzorka metagabrodoleritu JAK-6 bola odobratá z 0,5 m bloku v pravej spodnej časti odkryvu. **b** – Vrstva červeného masívneho rádiolaritu v „pillow“ bazalte ako fragment (20 x 10 cm) v brekcii. **c, d** – Zelenkasté, jednoznačne prevládajúce angulárne litoklasty tvorí bazalt, gabrodolerit, zriedkavo zelený rádiolarit. Tmavozelené metamorfne reakčné zóny obsahujú Chl a Act/Win. Matrix brekcie predstavujú náteky červenkastého silicitu, rádiolaritu.

Fig. 3. a – Diastrophic sedimentary breccia; arrows indicate angular dm-size lithoclasts of red massive radiolarite, with a detail in Fig. b. Dated sample of meta-gabbro-dolerite JAK-6 was picked up from a 0.5 m block in the lower right-hand side part of this outcrop. **b** – Red massive radiolarite layer in pillow basalt as a fragment (20 x 10 cm) in the breccia. **c, d** – Greenish, angular basalt and gabbro-dolerite lithoclasts are distinctly prevailing besides the scarcely observable greenish radiolarite ones. Dark-green metamorphic reaction zones contain Chl and Act/Win. Matrix of the breccia is represented by inflows of the reddish silicite, radiolarite.

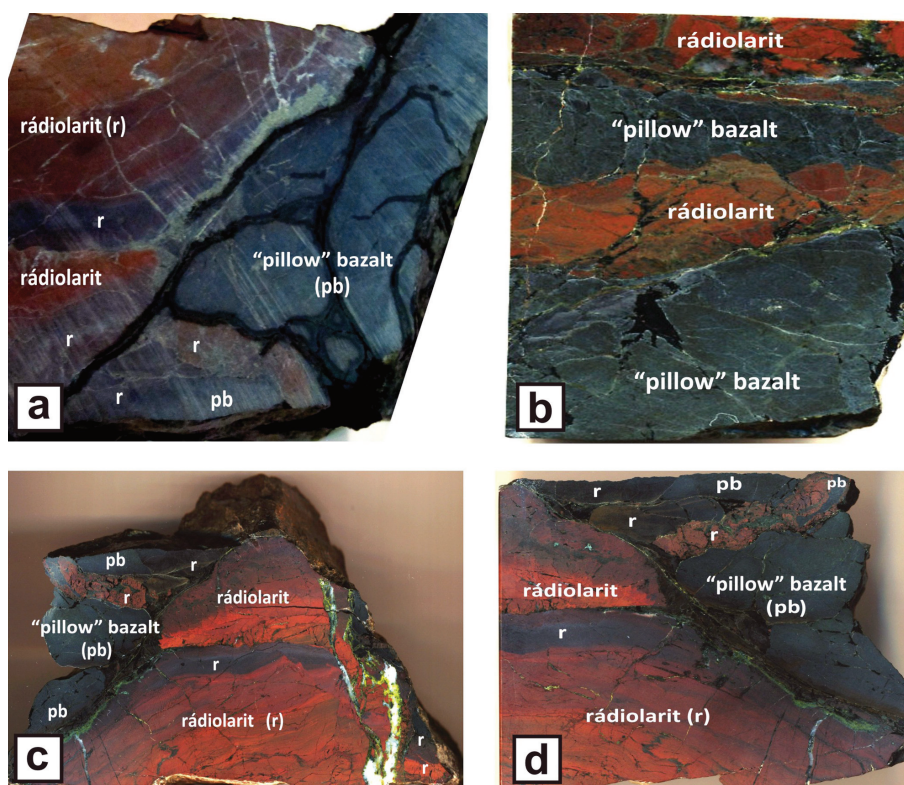
Fe-Act – Fe-aktinolit, Fe-Aug – Fe-augit, Ilm – ilmenit, Mag – magnetit, Phg – fengit (svetlá slúda so zvýšeným podielom seladonitovej zložky), Pl – plagioklas, Qtz – kremeň, Ttn – titanit, Win – winchit/ferrowinchit.

Opis skúmaného litologického profilu

Študovaný litologický profil sa nachádza v záreze železničnej trate vo svahu pri kameňolome na karbonáty. V opise postupujeme od relatívneho litologického podložia smerom k nadložíu sukcesie podľa viditeľných úložných pomerov. Pred vstupom do areálu podniku na ťažbu a spracovanie karbonátov začína zárez v súvrství červenkastých silicitických bridlíc a silicitických karbonátov, ktoré smerom do nadložia pokračujú súvrstvím zelenkastých, resp. striedajúcich sa červenkastých a zelenkastých silicitických bridlíc a rádiolaritov (obr. 2a). Majú výraznú sedimentárno-metamorfnú bridličnatosť, upadajúcu zhruba na juh (170/45-55). Vzhľadom na to, že zárez je takmer smerne orientovaný s vrstvitosťou, resp. metamorfnou bridličnatosťou, hrúbka tejto časti súvrstvia silicitických bridlíc a silicitických karbonátov sa odhaduje minimálne na 5 – 7 m. Nad súvrstvím silicitických bridlíc, miestami s laminami bazaltového tufu, vystupuje

cca 3 m hrubá poloha (meta)bazaltu, prekrytá opäť cca 1,5 m hrubým súvrstvím silicitických bridlíc (obr. 2b). Nad bridlicami vystupuje „hlavné teleso“ (meta)bazaltu (Grecula et al., 2009), v ktorom ale nachádzame – už od jeho styku s podložíom cca 1,5 m hrubým súvrstvím silicitických bridlíc – početné, rádovo centimetrové až decimetrové angulárne fragmenty červenkastých masívnych rádiolaritov, ale aj červenkastý silicitický matrix. Tu začína horizont nadložnej brekcie.

Približne 3 m hrubá poloha (meta)bazaltu v silicitických bridliciach nemá charakter angulárnej brekcie, ako ju nachádzame vo vyššom horizonte brekcií. Podobne ani silicitické bridlice nemajú charakter brekcie. Preto polohu bazaltu a pyroklastika vo vrchnej časti súvrstvia silicitických bridlíc dávame do vzťahu so synsedimentárnym bazaltovým vulkanizmom. Styk bazaltu a silicitickej bridlice je na prvý pohľad ostrý, ale po očistení oboch kontaktov od pôdneho pokryvu vidieť aj vzájomné striedanie, t. j. okrajová časť polohy bazaltu charakteru bazaltového pyroklastika je prevrstvená silicitom (obr. 2c). 1 – 3 cm hrubá vrstva červenofialového masívneho silicitu – rádiolaritu sa nachádza v spodnej časti 3 m polohy bazaltu, blízko kontaktu s podložíom silicitickými bridlicami (obr. 2c, rotovaný do horizontálnej polohy). Jej hrúbka sa laterálne mení



Obr. 4. a – Synsedimentárna vrstvitosť (páskovanie) červeného rádiolaritu prevrstveného s „pillow“ bazaltom ako fragment (15 x 10 cm) v diastrofickú brekciu. b – Typická textúra „pillow“ bazaltu v rádiolarite ako fragment (6 x 8 cm) v brekciu. c – Synsedimentárna vrstvitosť (páskovanie) červeného rádiolaritu ako fragmentu (15 x 10 cm) v brekciu. d – Vrstva červeného rádiolaritu v „pillow“ bazalte; obe horniny fragmentu (15 x 10 cm) sú pretátené metamorfnými žilkami bohatými na Chl.

Fig. 4. a – Synsedimentary layering (banding) of the red radiolarite interlayered with a pillow-basalt, as a fragment (15 x 10 cm) in diastrophic breccia. b – Typical structure of a pillow-basalt in radiolarite, as a fragment (6x8 cm) in the breccia. c – Synsedimentary layering (banding) of the red radiolarite as a fragment (15 x 10 cm) in the breccia. d – Red radiolarite layer in a pillow-basalt; both rocks of a breccia fragment (15 x 10 cm) are crosscut by metamorphic veinlets rich in Chl.

tým, že vyplňa priestor medzi úlomkami bazaltového pyroklastika. Pod tenkou vrstvou rádiolaritu v drobnoušomkovej 1 – 2 dm polohe pyroklastika bazaltu na styku s podložnou silicitickou bridlicou vidieť červenkastofialový silicitický povlak aj na drobných (1 – 3 cm) úlomkoch bazaltu v pyroklastiku. Ostrý nie je ani kontakt (meta)bazaltu s nadložnou, cca 1,5 m polohou silicitickej bridlice (obr. 2d, pod meradlom). V bazálnej časti nadložnej silicitickej bridlice sa nachádzajú silicitické laminy, striedajúce sa so svetlozelenkastými laminami bazaltového tufu (obr. 2d, napravo od meradla).

Nad 1,5 m polohou silicitických bridlíc sme študovali zelenkasté (meta)bazity zhruba na úseku 100 m. V odkryvoch v záreze železnice majú nepochybne charakter brekcie (obr. 3a), kým v mape (Grecula et al., 2009) je vyznačené teleso bazaltu. Brekcia je zložená prevažne z cm až dm, miestami až blokovitých ostrohranných fragmentov (meta)bazaltu a (meta)doleritu. V hojnom počte sa nachádzajú aj litoklasty masívneho červeného rádiolaritu, často s náznakmi sedimentárnej vrstvitosti podľa striedajúcich sa červených a fialových pásov (obr. 3b). Typické je aj jeho striedanie s bazaltom v rámci angulárnych fragmentov v brekcii.

Brekcia je vyplnená matrixovým červenkastým silicitom s obsahom čiastočne rekryštalizovaných prierezov rádiolárií. Bohaté náteky matrixového silicitu majú miestami za následok až jeho nejasné ohraničenie voči fragmentom (meta)bazitov (obr. 3c, d). Hrúbka nátek silicitu sa mení a ich ohraničenie je nepravidelné (vlnovité, lalokovité, až neostre). Tieto formy vznikli v ešte nespevnenom rádioláriovom bahne, natečenom ako matrix do brekcie zloženej z litoklastov pravdepodobne „pillow“ bazaltu, gabrodoleritu a rádiolaritu. To indikuje často prúdovitá štruktúra silicitu, ktorá nie je výsledkom ani metamorfnej diferenciácie, ani plastického toku v kremeň. Matrixový silicit tvoril miestami len tenkú výplň puklín či povlaky

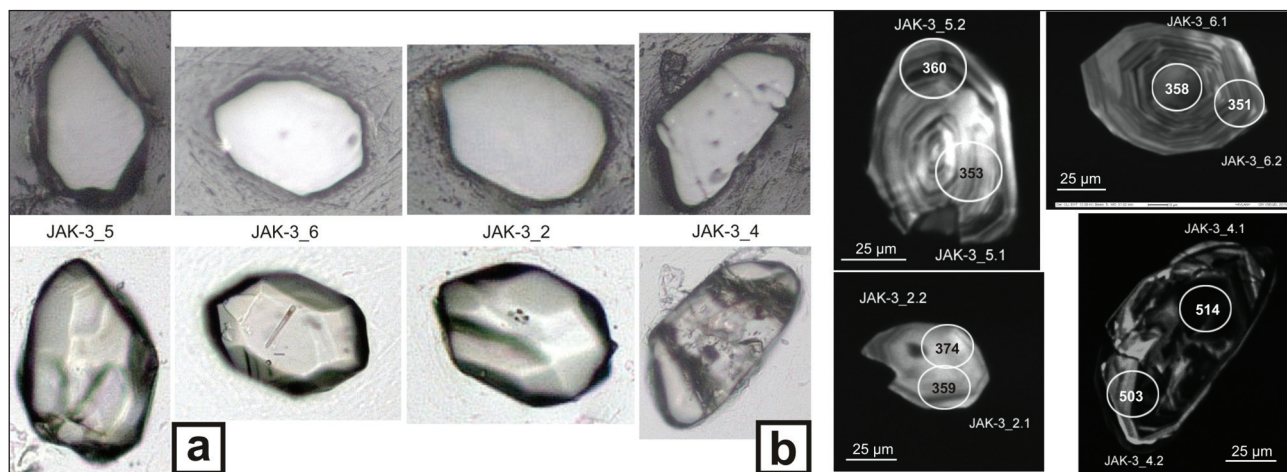
na kontantoch úlomkovitých až blokovitých (balvanovitých) fragmentov. Brekcia je nátekmi lokálne výrazne silicifikovaná a silicitický matrix uzaviera rozptýlené drobné fragmenty bazitov zelenkastej farby. V takýchto prípadoch sú hranice oboch hornín neostre (obr. 3d).

Významným fenoménom je zistená synsedimentárna vrstvitosť (páskovanie) červeného rádiolaritu, navyše prevrstveného s „pillow“ bazaltom v rámci dm fragmentov v diastrofickej brekcii. Ale aj opačne, vrstvy červeného rádiolaritu sa nachádzajú v „pillow“ bazalte a spoločne ich pretínajú metamorfné žilky (obr. 4a – d).

Datovanie zirkónu

Pokúsili sme sa datovať (meta)bazalt a (meta)gabrodolerit z dvoch rozdielnych častí litologickej sukcesie. Jednu vzorku (JAK-3) predstavuje (meta)bazalt z vrchnej časti strednotriasového súvrstvia silicitických bridlíc, ktorých vek bol určený na základe rádiolárií. Druhá vzorka (JAK-6), a to (meta)gabrodolerit, pochádza z horizontu diastrofickej sedimentárnej brekcie pravdepodobne vrchnotriasovo-strednojurského veku. Tretiu vzorku predstavuje silicitická bridlica zo spodnej (strednotriasovej) časti sukcesie. Relikty magmatických štruktúr (meta)bazaltov a (meta)gabrodoleritov, ako aj ich metamorfóza, sú opísané v ďalšej kapitole.

Z 20 kg vzorky metabazaltu JAK-3 sa síce vyseparovalo 11 zrn zirkónu, ale iba 3 z nich majú typickú magmatickú morfológiu (idiomorfné) a zonálnosť (obr. 5). Neobsahujú žiadne reliktné jadrá a narástli počas jednorazovej magmatickej kryštalizácie počas 7 mil. (dve zrná) alebo – v jednom prípade – 15 mil. r. (obr. 5b). Ostatné zrná sú zaoblené, a teda recyklované z neznámych zdrojov (podobné na zirkón 3_4 na obr. 5). Datovaný zirkón (obr. 5a, b) je viac-menej idiomorfný, oscilačne zonálny, s vysokým pomerom Th/U: 0,48 – 0,64. Z 11 datovaných bodov iba 6



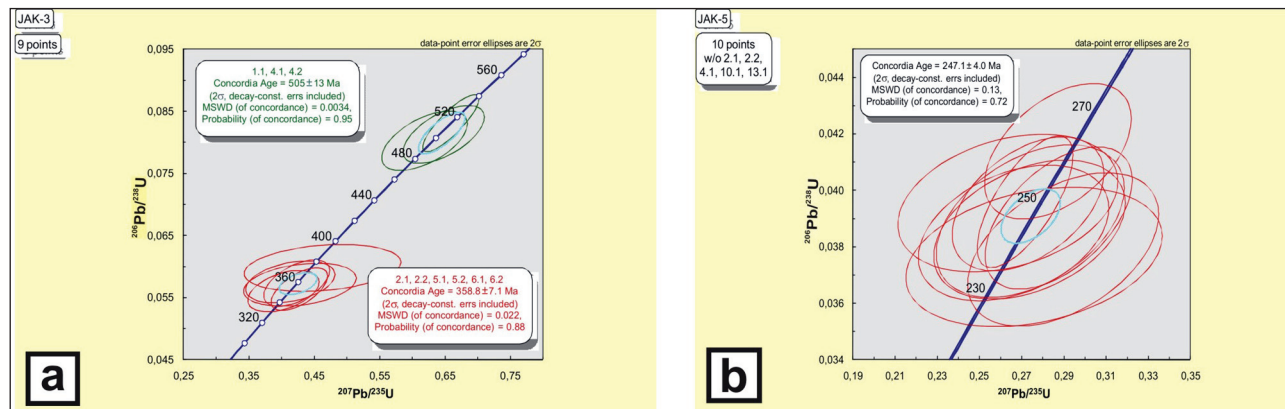
Obr. 5. Vzorka metabazaltu JAK-3. **a** – Naleštený povrch prierezov zdedeného magmatického zirkónu (JAK-3_5, -3_6 a -3_2) a príklad ešte staršieho detritického zrna (JAK-3_4) v optickom mikroskope (vrchný rad). Morfológia datovaných kryštálov zirkónu v optickom mikroskope (spodný rad). **b** – Naleštené prierezy zirkónu (z obr. a) v katódoluminiscencii s datovanými bodmi.

Fig. 5. Sample of metabasalt JAK-3. **a** – Polished surfaces of inherited magmatic zircon cuts (JAK-3_5, -3_6 and -3_2) with an example of older detrital grain (JAK-3_4) in optical microscope (upper row). Morphology of the dated zircon crystals in optical microscope (lower row). **b** – CL images of zircon cuts (from Fig. a) with dated spots.

určuje konkordantný vek magmatickej kryštalizácie troch zrn zirkónu 359 ± 7 mil. r. s vysokou pravdepodobnosťou konkordancie (obr. 6a). Keďže vek bazaltu je limitovaný strednotriasovým vekom okolitej silicitickej bridlice, zistený spodnokarbónsky vek sa dá interpretovať len ako vek magmatického, bližšie neurčiteľného spodnokarbónskeho zdroja tohto strednotriasového bazaltu. Ďalšie tri body na iných dvoch zrnách určujú konkordantný vek ešte staršieho zdroja zirkónu bazaltu 505 ± 13 mil. r., tiež s veľmi vysokou pravdepodobnosťou konkordancie (obr. 6a).

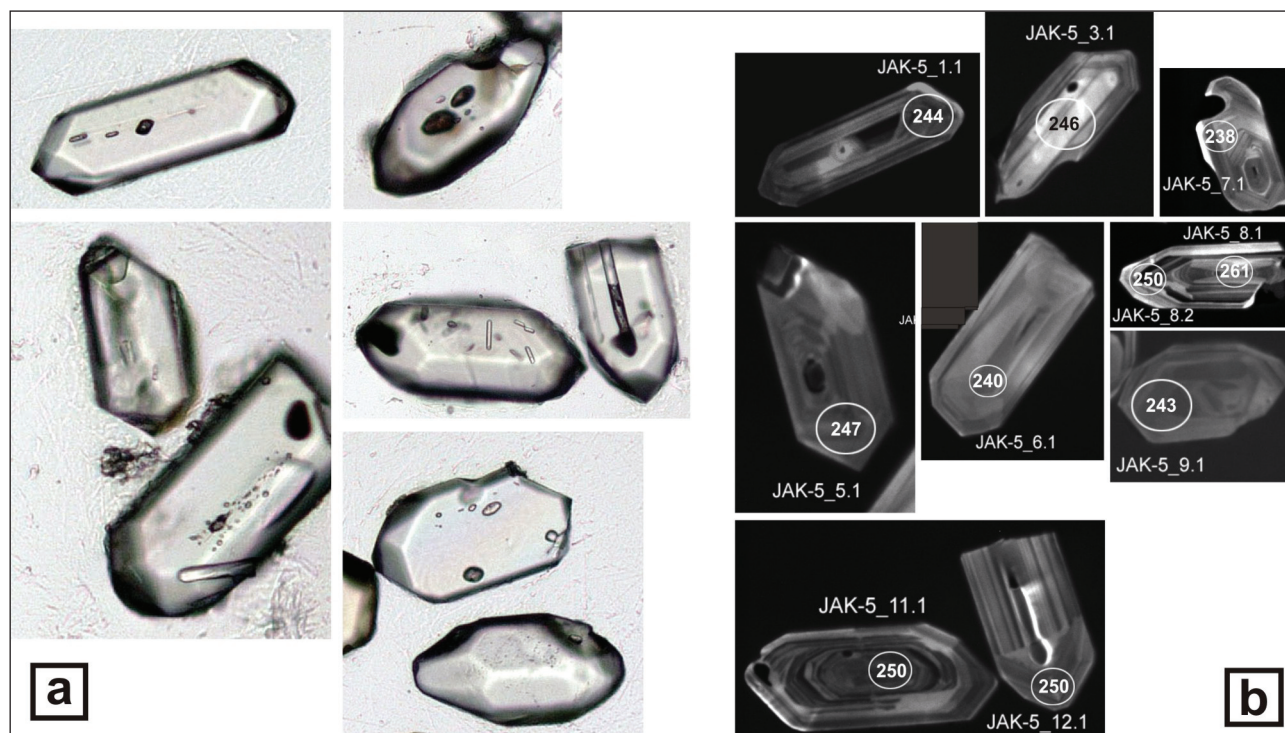
Pre rôznorodosť sa všetky vyseparované zirkóny javia ako cudzia prímies bazaltu, pričom ich zdroj sa nedá bližšie určiť. Datované spodnokarbónske a kambrické, resp. kambroordovické veky magmatických zdrojov sa vzťahujú na veľmi charakteristické obdobia extenzie a magmatizmu vo variskom fundamente Západných Karpát, vrátane gemerického fundamentu (Putiš et al., 2008, 2009b).

Z 10 kg vzorky metagabrodoleritu JAK-6 sa vyseparovalo 5 zrn zirkónu. Iba tri z nich javia magmatickú morfológiu a zonálnosť. Dve zrná predstavujú jednorazovú



Obr. 6. a – Diagram zdedených konkordantných vekov datovaných zirkónu zo vzorky (meta)bazaltu JAK-3. b – Diagram s konkordantným vekom datovaného zirkónu zo vzorky silicitickej bridlice JAK-5.

Fig. 6. a – Diagram of inherited concordant zircon ages from the JAK-3 sample of a (meta)basalt. b – Diagram of concordant zircon age from the JAK-5 sample of the cherty shale.



Obr. 7. Vzorka silicitickej bridlice JAK-5. a – Morfológia datovaných kryštálov zirkónu v optickom mikroskope. b – Naleštené prierezy zirkónu v katódoluminiscencii s datovanými bodmi.

Fig. 7. Sample of cherty schist JAK-5. a – Morphology of dated zircon crystals in optical microscope. b – CL images of zircons with dated spots.

kryštalizáciu zirkónu počas cca 5 mil. r. (347 až 342, resp. 337 až 332 mil. r.). Tretie zrno javí magmatickú oscilačnú zonálnosť 353 mil. r., na staršom zdedenom jadre cca 489 mil. r. Zvyšné dve zrná sú zaoblené, a teda recyklované z neznámych zdrojov. Datovaný zirkón zo vzorky JAK-6 je takmer idiomorfny, oscilačne zonálny, s vysokým pomerom Th/U: 0,19 – 0,61. Zo 6 datovaných bodov 5 určuje konkordantný vek magmatickej kryštalizácie zdroja zirkónu triasového gabrodoleritu na 342 ± 5 mil. r. so strednou pravdepodobnosťou konkordancie 0,50. Jeden bod určuje konkordantný vek ešte staršieho zdroja 488 ± 7 mil. r. s pravdepodobnosťou konkordancie 0,45. Interpretácia je veľmi podobná ako pri predošlej vzorke.

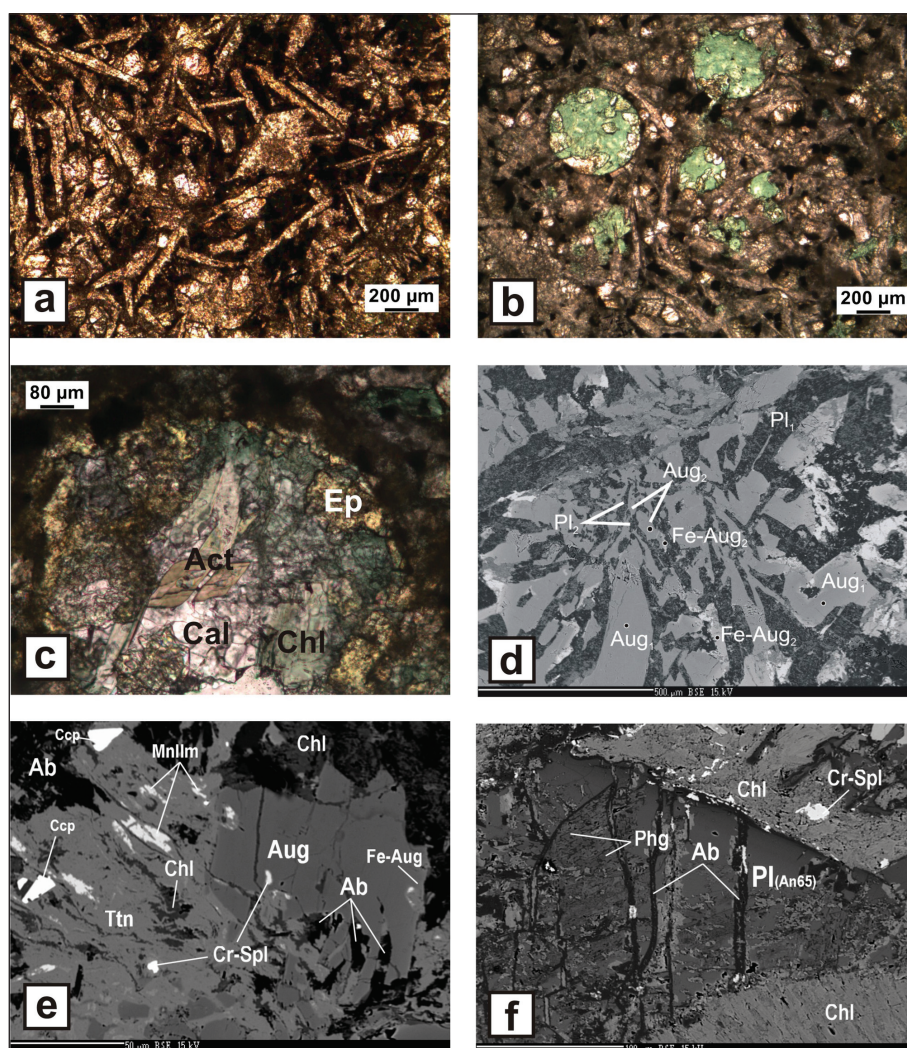
Na separáciu 45 zrn zirkónu zo vzorky silicitickej bridlice JAK-5 stačili 3 kg. Datovaný detritický zirkón zo vzorky silicitickej bridlice JAK-5 (obr. 7a, b) je idiomorfny, oscilačne zonálny, s vysokým pomerom Th/U: 0,29

až 0,77, a je teda magmatického pôvodu. Z 15 bodov 10 určuje konkordantný vek magmatickej kryštalizácie jeho magmatického zdroja na 247 ± 4 mil. r., s vysokou pravdepodobnosťou konkordancie 0,72 (obr. 6b). Päť bodov naznačuje konkordantný vek kryštalizácie zirkónu z ešte starších neznámych zdrojov od 470 do 1 000 mil. r.

Metamorfóza triasovo-jurskej sukcesie

Poloha bazaltu, hrubá 3 m, vo vrchnej časti strednotriasového súvrstvia silicitických bridlíc má zachovanú magmatickú štruktúru. V nej sú rozoznateľné magmatické tabuľkovité až tenkoprizmatické klinopyroxény (augit), Fe-Ti oxidy a rôzne orientované lišty plagioklasu, podmieňujúce ofitickú štruktúru (obr. 8a).

Úlomkovitý materiál brekcií je pomerne monotónny. Výraznú prevahu majú bazalty a gabrodolerity,

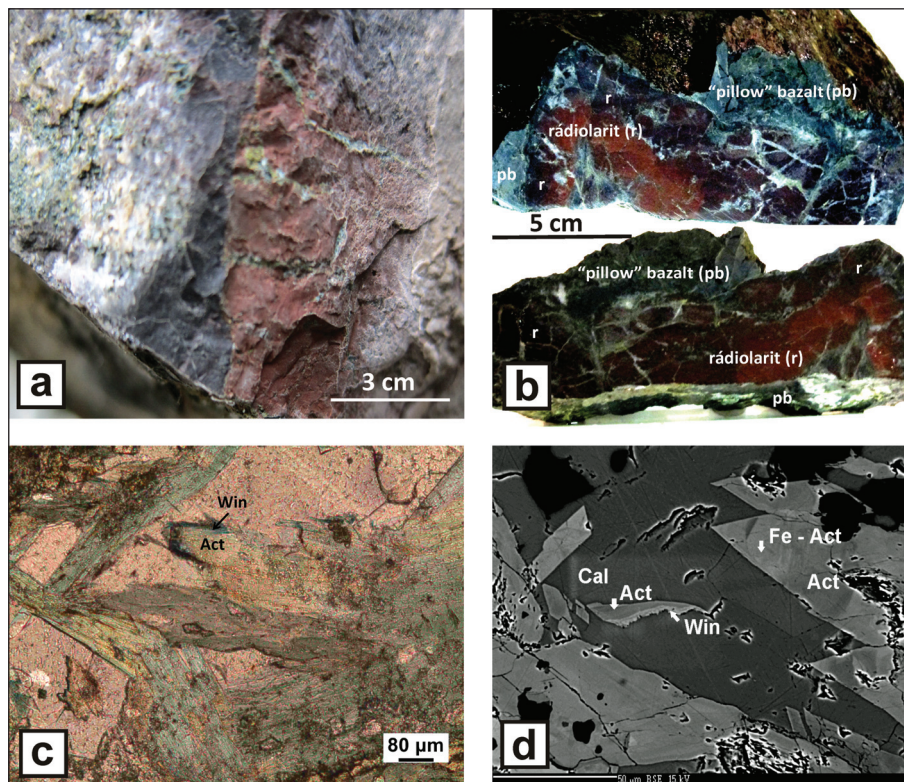


Obr. 8. Metamorfované bazické horniny z vrchnej časti súvrstvia silicitických bridlíc (a) a ako litoklasty diastrofické brekcie (b – f). **a** – Ofitická štruktúra (meta)bazaltu. **b, c** – Mandľovitá štruktúra (meta)bazaltu. Mandle vyplnené metamorfnými minerálmi. **d** – Prerastanie augitu s plagioklasom (tmavý) v záverečnej fáze kryštalizácie gabrodoleritu. **e, f** – Metagabro s Cr-Spl.

Fig. 8. Metamorphosed basic rocks from the upper part of silicitic shales (a) and as lithoclasts in diastrophic breccia (b – f). **a** – Ophitic texture of (meta)basalt. **b, c** – Amygdaloidal texture of (meta)basalt. Amygdaloids infilled by metamorphic minerals. **d** – Augite overgrowing with a plagioclase (dark) in a final stage of gabbro-dolerite crystallization. **e, f** – Meta-gabbro with Cr-Spl.

pochádzajúce z porušených lávových prúdov, a teda z „pillow“ bazaltov s pôvodnými žilami gabrodoleritu. S nimi asociujú litoklasty červeného rádiolaritu, ktoré sa väčšinou striedajú s tenkými vrstvami „pillow“ bazaltu. V málo-deformovaných doménach metabazitov je zachovaná ich magmatická štruktúra. Reliktné minerály ofitickej

až winchitu/ferowinchitu (obr. 9, 11a, d, e; tab. 2) v asociácii s Chl, Ab, Qtz, Ep a Cal. Ojedinele sa zistil riebeckit – svojím zložením blízky magnezioriebeckitu (obr. 11b, e; tab. 2). Metamorfóza postupovala po reakčných zónach bazitov s rádiolaritom a po žilkách, ktoré pretínajú oba litotypy (obr. 9), čo naznačuje významný objem metamorfnej fluidnej

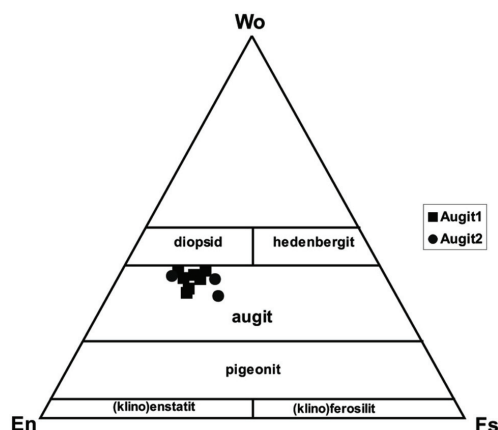


Obr. 9. a – Metamorfická reakčná zóna rádiolaritu s metabazitom, preťatá metamorfnými žilkami. b – Tmavá reakčná zóna medzi bazaltom a rádiolaritom so znakmi hydraulického lámania a sieťou metamorfných žiliek. c – Metamorfická žilka s modrastým Am, Cal, Chl a Ep (vzorka J-7). d – Zonálnosť metamorfného amfibolu (9c) v späťne rozptýlených elektrónoch.

Fig. 9. a – Metamorphic reaction zone of radiolarite and metabasite being crosscut by metamorphic veins. b – Dark reaction zone between the basalt and radiolarite with features of hydraulic fracturing and a network of metamorphic veinlets. c – Metamorphic veinlet with bluish Am, Cal, Chl and Ep (sample J-7). d – Zonation of metamorphic amphibole (9c) in BSE image.

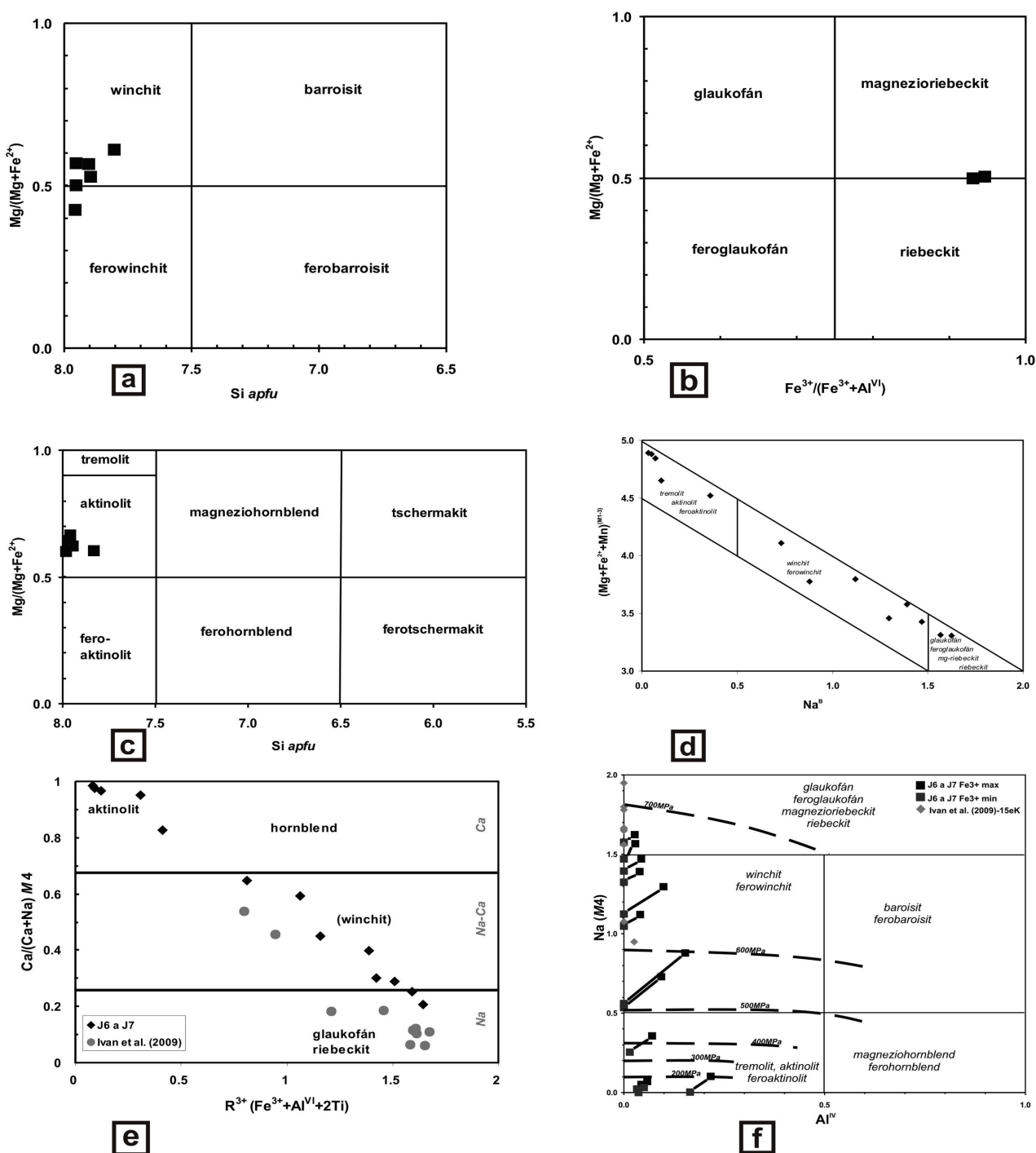
štruktúry tvorí hlavne plagioklas a klinopyroxén – augit. Tieto sú sčasti porovnateľné s bazaltom ako polohou v silicitických bridliciach (obr. 8a, 10; tab. 1). Ojedinele sa zistili bazalty so zachovanou mandľovitou štruktúrou, kde sú mandle vyplnené už metamorfnými minerálmi, ako je Chl, Ep, Cal a Am (obr. 8b, c). Menej časté sú litoklasty (meta)gabrodoleritu s obsahom augitu a plagioklasu. V ich štruktúre sa nachádzajú aj prerastlice augitu2 až Fe-augitu2 s plagioklasom2, pochádzajúce zo záverečnej fázy kryštalizácie gabrodoleritu (obr. 8d). Výnimočne sa zistili litoklasty Cr-Spl gabra (obr. 8e, f).

Bazalty a gabrodolerity po metamorfóze predstavujú strednotlakové zelené bridlice. Novoutvorené metamorfné minerály sa nachádzajú v medzizrnových priestoroch, a teda na okraji pôvodných magmatických fáz, a najmä v spleťtom systéme metamorfných žiliek. Medzi bazaltmi, gabrodoleritmi a silicitmi vznikla tmavosivá metamorfická reakčná zóna, obohatená o opakované minerály, ktorú presekávajú početné metamorfné žilky s obsahom aktinilitu



Obr. 10. Klasifikačný diagram magmatických pyroxénov (Morimoto et al., 1988). Aug1 a Aug2 sú z obr. 8d.

Fig. 10. Classification diagram of magmatic pyroxenes (Morimoto et al., 1988). Aug1 and Aug2 are from Fig. 8d.



Obr. 11. a – c – Klasifikačné diagramy amfibolov (Leake et al., 1997). **d** – Diagram zobrazujúci kompozíciu amfibolov v ternárnom systéme glaukofán/riebeckit-tremolit/aktinolit-tschermakit (Everard, 1999). **e** – Klasifikácia amfibolov podľa $Ca/(Ca+Na)\ M4$ vs. $R^{3+}(Fe^{3+}+Al^{VI}+2Ti)$. **f** – Diagram Al^{IV} vs. $Na\ (M4)$ (Brown, 1977; $Na\ (M4) \sim Na^8$ podľa Leake et al., 1997) pre amfiboly. Prerušované línie sú izobary vzťahované na geobarometer podľa Browna (1977). Línie spájajú minimum Fe^{3+} a maximum Fe^{3+} pre jednotlivé analýzy amfibolov (vzorka J6 a J7). Nomenklatúra je v zhode s kritériami podľa Leake et al. (1997). Na porovnanie sú vynesené hodnoty z práce Ivana et al. (2009) prepočítané na max. Fe^{3+} metódou 15 eK.

Fig. 11. a – c – Classification diagrams of amphiboles (Leake et al., 1997). **d** – Diagram of composition of amphiboles in the glaucophane/riebeckite-tremolite/actinolite-tschermakite ternary system (Everard, 1999). **e** – Amphibole classification according to $Ca/(Ca+Na)\ M4$ vs. $R^{3+}(Fe^{3+}+Al^{VI}+2Ti)$. **f** – Diagram Al^{IV} vs. $Na\ (M4)$ (Brown, 1977; $Na\ (M4) \sim Na^8$ after Leake et al., 1997) for amphiboles. Dashed lines are isobars referred to as a geobarometer after Brown (1977). Tie-lines join minimum Fe^{3+} a maximum Fe^{3+} formulae for each analysis of amphiboles (samples J6 and J7). Amphibole nomenclature is consistent with Leake et al. (1997). For comparison, data from Ivan et al. (2009) are displayed; analyses calculation is based on 15 eK.

Tab. 1
Chemické analýzy a stechiometrické vzorce pyroxénu na báze 6 kyslíkov, resp. 4 kationov
Chemical composition and stoichiometric formula of pyroxenes based on 6 oxygens and 4 cations respectively

Vzorka Minerál	J6 - An 15 Augit 1	J6 - An 18 Augit 1	JAK6a - An1 Augit 1	JAK6a - An9 Augit 1	JAK6a - An6 Augit 1	JAK6a - An 2 Augit 1	JAK6a - An 3 Augit 1	JAK6a - An 13 Augit 2	JAK6a - An14 Augit 2	JAK6a - An16 Augit 2
SiO ₂	48.35	49.75	50.42	50.26	48.86	47.87	48.73	50.62	50.34	50.60
TiO ₂	1.91	1.68	1.06	1.18	1.70	1.86	2.26	1.22	1.38	1.15
Al ₂ O ₃	4.52	4.62	3.38	2.63	5.24	5.07	5.72	1.84	4.28	1.90
Cr ₂ O ₃	0.02	0.04	0.26	0.00	0.04	0.01	0.05	0.01	0.31	0.01
FeO	12.22	10.57	8.84	12.05	9.87	12.29	10.86	14.64	7.66	16.01
MnO	0.40	0.30	0.23	0.31	0.23	0.35	0.31	0.47	0.21	0.46
MgO	12.38	14.65	15.23	14.29	14.07	12.72	14.52	13.23	15.69	13.68
CaO	18.63	18.26	19.83	18.56	19.48	18.84	18.10	17.62	19.76	15.70
Na ₂ O	0.61	0.30	0.27	0.38	0.36	0.37	0.32	0.33	0.29	0.34
Suma	99.04	100.17	99.52	99.66	99.85	99.38	100.87	99.98	99.92	99.85
Si	1.837	1.850	1.877	1.887	1.821	1.812	1.801	1.918	1.858	1.921
Ti	0.202	0.203	0.148	0.116	0.230	0.226	0.249	0.082	0.186	0.085
Al	0.055	0.047	0.030	0.033	0.048	0.053	0.063	0.035	0.038	0.033
Cr	0.001	0.001	0.008	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.009	0.000
Fe ³⁺	0.059	0.023	0.043	0.070	0.057	0.071	0.042	0.036	0.024	0.032
Fe ²⁺	0.329	0.306	0.232	0.309	0.251	0.318	0.293	0.427	0.213	0.476
Mn	0.013	0.009	0.007	0.010	0.007	0.011	0.010	0.015	0.007	0.015
Mg	0.701	0.812	0.845	0.800	0.782	0.718	0.800	0.747	0.863	0.774
Ca	0.758	0.728	0.791	0.747	0.778	0.764	0.717	0.715	0.781	0.639
Na	0.045	0.021	0.019	0.028	0.026	0.027	0.023	0.024	0.021	0.025
Suma	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Wo	38.67	35.01	39.88	38.43	38.55	38.26	34.22	36.50	38.54	32.17
En	41.73	49.72	50.13	46.33	50.65	46.49	51.57	40.85	52.51	42.45
Fs	19.60	18.72	13.78	17.88	16.26	20.58	18.90	23.35	12.94	26.11

fázy. Styk bazitov a rádiolaritu je hydraulicky rozlámaný (obr. 9b) účinkom metamorfného fluida, a zároveň sú fraktúry vyplnené metamorfnými minerálmi v podobe žiliek v oboch horninách. Typická je zonálnosť aktinolitického amfibolu, ktorý je pleochroicky prifarbený domodra (obr. 9c). V modrastom leme sme identifikovali Na-bohatý feroaktinolit až winchit/ferowinchit, ojedinele riebeckit (obr. 11a, c – e; tab. 2). Modrastý odtieň je spôsobený zvýšeným obsahom železa a sodíka. Ďalšie charakteristické metamorfné minerály sú Chl, Ab, Ep, Cal (obr. 8, 9). Strednotriasové silicitické bridlice s rádiolaritmi, ako aj rádiolaritový matrix vrchnotriasových až strednojurských (?) brekcií vykazujú rovnakú metamorfózu ako bazity.

Z predošlého opisu vyplýva, že študovaná sukcesia prešla viacerými fázami premeny. Alpínska premena dosiahla vyššietlakovú časť fácie zelených bridlíc podľa zvyšujúceho sa obsahu Na pri okraji nízkoteplotného amfibolu. Záver metamorfózy predstavuje zrejme nízkotlaková fácia zelených bridlíc. Novovzniknuté horniny sa môžu nazývať aktinoliticko-winchitovými bridlicami.

Obsah Al^{IV} v metamorfnom chlorite študovaných vzoriek je v rozsahu 2,1 – 2,2, čo indikuje veľmi nízke teploty kryštalizácie Chl. Podobne aj amfiboly vykazujú veľmi nízky obsah hliníka (Al^{IV} = 0,03 – 0,2; tab. 2), čo je typické pre metamorfné podmienky spodnej časti fácie zelených bridlíc. Predpokladané nízke teploty metamorfózy podľa minerálnej paragenézy (Chl, Act/Win, Ep, Ab, Cal, Qtz) a chemického zloženia metamorfných minerálov (Chl, Act/Win, Ab) sa potvrdili aj výpočtom teploty (~ 370 °C) – použitím THERMOCALC-u (Holland a Powell, 1998; v. 3.31). Sukcesia bola ponorená do hĺbky 20 – 25 km (~ 600 – 700 MPa, obr. 11f) a metamorfovaná pri nízkych teplotách a prevažne strednom tlaku.

Použili sme klasifikačné diagramy (obr. 11a – c) podľa Leakea et al. (1997) s prepočtom na 15 eK.

Amfiboly obsahujúce vakanciu v pozícii A môžu byť vykreslené v ternárnom systéme tremolit-glaukofán-tschermakit (obr. 11d), kde winchit zodpovedá ideálnemu stavu 50 : 50 v poli miešateľnosti medzi tremolitom a glaukofánom (Everard, 1999; obr. 2), aj s ohľadom na tschermakitovú substitúciu so zastúpením Ti.

Použitý diagram na obr. 11e zohľadňuje trend zastúpenia Al, Ti a Fe³⁺ v oktaédrickej pozícii verus Ca/(Ca+Na) v pozícii M4 vzhľadom na kompozíciu Ca, Na-Ca a Na amfibolov. Pri koexistujúcich Na a Ca amfiboloch dochádza k výraznej kompozičnej variabilite, kde sodné amfiboly majú hodnoty R³⁺ väčšinou v rozmedzí 1,4 až 2,0 a pomer Ca/(Ca+Na) väčšinou do 0,2 (Spear et al., 1982). Túto kompozičnú variabilitu spĺňajú aj nami analyzované Na amfiboly (tab. 2), čím sú hranice pre jednotlivé skupiny amfibolov určené aj v porovnaní s kritériami Leakea et al. (1997), a teda v našom prípade sú použité aj pre klasifikačné diagramy na obr. 11a – c.

V geobarometrii podľa Browna (1977) porovnáваме zistené Na-Ca a Na amfiboly z Jakloviec s podobnými vyššietlakovými amfibolmi (obr. 11f). Pre najviac „sodný“ amfibol, kde je hodnota Na (M4) ~ Na^B = 1,6 apfu (tab. 2, prepočet na maximum Fe³⁺), sa odhaduje tlak do 700 MPa. Tento geobarometer má orientačný význam, pretože bol odvodený pre koexistujúce Na-Ca a Na amfiboly, kde Al^{VI} > Fe³⁺. V tomto diagrame sú vynesené hodnoty Na (M4) ~ Na^B apfu pre minimum aj maximum Fe³⁺ v chemickom vzorci, pretože elektrónovým mikroanalýzatorom sa nedá určiť obsah Fe³⁺ a Fe²⁺, ktoré viaže štruktúra amfibolu. Použitie priemeru z intervalu minima a maxima Fe³⁺ nie je vhodným riešením na odhad tlaku.

Tab. 2
Amfiboly – prepočítané na 23 kyslíkov. Fe³⁺ prepočítané podľa Schumachera (in Leake et al., 1997)
Amphibole formulas based on 23 oxygens. Fe³⁺ calculated after Schumacher (in Leake et al., 1997)

Vzorka Minerál Bod	J7 – An 3 Aktinolit stred	J7 – An 7 Aktinolit stred	J7 – An 8 Aktinolit okraj	J6 – An 2 Aktinolit stred	J6 – An 6 Aktinolit stred	J6 – An 7 Winchit okraj
SiO ₂	55,21	53,87	54,55	55,43	54,97	53,66
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
Al ₂ O ₃	0,44	1,33	0,96	0,28	0,76	0,57
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00
FeO	14,36	16,00	15,64	13,59	15,03	24,20
MnO	0,25	0,26	0,32	0,28	0,28	0,51
MgO	14,81	13,86	13,38	15,48	14,10	8,22
CaO	12,79	12,52	10,95	12,99	12,70	5,42
Na ₂ O	0,18	0,36	1,27	0,12	0,25	4,54
K ₂ O	0,00	0,04	0,07	0,01	0,02	0,03
Suma	98,05	98,24	97,16	98,19	98,15	97,15

	max Fe ³⁺	min Fe ³⁺	max Fe ³⁺	min Fe ³⁺	max Fe ³⁺	min Fe ³⁺	max Fe ³⁺	min Fe ³⁺	max Fe ³⁺	min Fe ³⁺	max Fe ³⁺	min Fe ³⁺
Prepočet	15eK	všetko Fe ²⁺	15eK	všetko Fe ²⁺	15eK	všetko Fe ²⁺	15eK	všetko Fe ²⁺	15eK	všetko Fe ²⁺	15eK	8Si
Si	7,956	7,967	7,784	7,835	7,930	7,985	7,949	7,964	7,950	7,902	8,000	8,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000
Al ^{IV}	0,044	0,033	0,216	0,165	0,070	0,015	0,047	0,036	0,057	0,050	0,098	0,000
Al ^{VI}	0,031	0,042	0,010	0,063	0,094	0,151	0,000	0,011	0,072	0,080	0,001	0,100
Cr	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,062	0,000	0,299	0,000	0,319	0,000	0,080	0,000	0,045	0,000	1,388	0,833
Fe ²⁺	1,669	1,733	1,634	1,946	1,582	1,915	1,546	1,633	1,771	1,818	1,592	2,184
Mn	0,031	0,031	0,032	0,032	0,039	0,040	0,034	0,034	0,034	0,034	0,064	0,064
Mg	3,182	3,186	2,985	3,005	2,900	2,920	3,309	3,315	3,037	3,040	1,804	1,827
Ca	1,975	1,977	1,938	1,951	1,705	1,717	1,996	2,000	1,966	1,968	0,855	0,866
Na	0,050	0,050	0,101	0,102	0,358	0,360	0,033	0,033	0,070	0,070	1,296	1,312
K	0,000	0,000	0,007	0,007	0,013	0,013	0,002	0,002	0,004	0,004	0,006	0,006
Suma	15,000	15,020	15,007	15,106	15,013	15,118	15,002	15,029	15,004	15,018	15,006	15,193

J7b – An 1 Winchit okraj	J7b – An 2 Winchit okraj	J7b – An 5 Fe winchit okraj	J7b – An 6 Winchit okraj	J7b – An 7 Winchit okraj	J7b – An 8 Riebeckit okraj	J7b – An 9 Riebeckit okraj
53,70	54,16	53,41	54,68	54,57	54,39	54,16
0,05	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
0,89	0,90	0,67	0,61	0,66	0,83	0,67
0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00
20,04	20,90	26,90	22,09	25,58	25,79	25,30
0,78	0,89	0,50	0,49	0,36	0,28	0,50
10,42	10,47	6,80	9,87	7,83	7,50	7,49
8,56	8,29	3,77	5,91	3,81	2,68	3,34
2,56	3,15	4,81	3,97	5,20	5,72	5,49
0,06	0,05	0,03	0,01	0,02	0,03	0,01
97,13	98,81	96,9	97,66	98,04	97,24	96,96

max Fe ³⁺	min Fe ³⁺	max Fe ³⁺	min Fe ³⁺	max Fe ³⁺	min Fe ³⁺	max Fe ³⁺	min Fe ³⁺	max Fe ³⁺	min Fe ³⁺	max Fe ³⁺	min Fe ³⁺	max Fe ³⁺	min Fe ³⁺
15eK	8Si	15eK	všetko Fe ²⁺	15eK	8Si	15eK	8Si	15eK	8Si	15eK	8Si	15eK	8Si
7,906	8,000	7,808	8,000	7,961	8,000	7,959	8,000	7,956	8,000	7,973	8,000	7,971	8,000
0,006	0,006	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
0,094	0,000	0,153	0,000	0,039	0,000	0,041	0,000	0,044	0,000	0,027	0,000	0,029	0,000
0,061	0,156	0,000	0,156	0,079	0,118	0,064	0,105	0,070	0,114	0,116	0,144	0,087	0,117
0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000
0,741	0,203	1,064	0,000	1,342	1,125	1,092	0,860	1,440	1,195	1,529	1,376	1,507	1,344
1,727	2,293	1,417	2,582	2,012	2,244	1,597	1,843	1,679	1,941	1,632	1,796	1,607	1,781
0,097	0,098	0,109	0,111	0,063	0,063	0,060	0,061	0,044	0,045	0,035	0,035	0,062	0,063
2,287	2,314	2,250	2,305	1,511	1,518	2,142	2,153	1,702	1,711	1,639	1,645	1,643	1,649
1,350	1,366	1,280	1,312	0,602	0,605	0,922	0,926	0,595	0,598	0,421	0,422	0,527	0,529
0,731	0,739	0,880	0,902	1,390	1,397	1,120	1,126	1,470	1,478	1,626	1,631	1,567	1,572
0,011	0,011	0,009	0,009	0,006	0,006	0,002	0,002	0,004	0,004	0,006	0,006	0,002	0,002
15,011	15,189	15,009	15,378	15,006	15,078	15,002	15,079	15,004	15,086	15,006	15,057	15,002	15,057

Diskusia k vývoju triasovo-jurskej sukcesie

Študovaná sedimentárna sukcesia zo zárezu želez-
ničnej trate pri Jaklovciach má dve rozdielne časti. V spodnej
majú prevahu silicitické bridlice s vložkami silicitického
karbonátu, ale aj rádiolaritu, ktoré sú prevrstvené
laminami bazaltového tufu a 3 m hrubou polohou bazaltu,
pyroklastika a tufu, nachádzajúcimi sa vo vrchnej časti
tohto strednotriasového súvrstvia, ktorého vek sa určil

na základe identifikácie zvyškov rádiolárovej fauny.
Nadložnú časť sukcesie predstavuje horizont diastrofickéj
brekie s matrixovým rádiolaritom. Predpokladaná mini-
málna hrúbka sukcesie silicitických bridlíc a diastrofických
brekií je aspoň niekoľko desiatok metrov pozdĺž cca 200 m
dlhého zárezu.

Vek silicitických bridlíc spodnej časti sukcesie sa
prvý raz zistoval aj nepriamo, a to datovaním detritického
zirkónu silicitickéj bridlice. Z 15 datovaných bodov 10

potvrďuje vrchnopermsko-spodnotriasový konkordantný vek zdroja zirkónu (247 ± 4 mil. r.), a teda vek silicitickej bridlice by mal byť aspoň o niečo mladší, strednotriasový, ktorý sa potvrdil aj nálezom strednotriasových rádiolárií počas predošlého paleontologického výskumu (Mock et al., 1998; Aubrecht et al., 2010). Datovaný detritický zirkón má všetky znaky magmatického zirkónu (oscilačne zonálny, zväčša idiomorfny, vysoký pomer Th/U > 0,2: 0,29 až 0,77) a vzhľadom na jeho značné množstvo v silicitických bridliciach predpokladáme, že jeho zdrojom boli kyslé magmatity, ktoré sa vyskytujú napr. vo fundamente gemerika a tiež sa datovali ako vrchnopermské, príp. až spodnotriasové (Poller et al., 2002; Radvanec et al., 2009). Túto hypotézu môže naznačovať aj podobnosť morfológických tvarov zirkónu (najmä S subtypy: S8, S10, S12, S13 a S17?, Pupin, 1980) s typologickými formami zirkónu, aké sa zistili napr. aj v postorogénnych špecializovaných granitoch typu S gemerika (Jakabská a Rozložník, 1989; Broska et al., 2002). Dezintegráciu zdrojovej horniny vzťahujeme na kontinentálny rifting pri otváraní Neotetýdy (Putiš et al., 2000), za súčasť ktorej považujeme aj meliatsky bazén (meliatikum s. l.), vrátane jeho stenčeného kontinentálneho okraja, ktorým by na severe mohol byť fundament a mladopaleozoický obal gemerika a na juhu predtriasová sukcesia turnaika. Vek spodnotriasového zdroja naznačuje ako veľmi pravdepodobný strednotriasový vek súvrstvia silicitických bridlíc, a zároveň relatívne mladší vek (vrchný trias až stredná jura) nadložnej diastrofickej brekcie.

Spodnokarbónsky vek zirkónu (meta)bazaltu vo vzorke JAK-3 (cca 359 mil. r.) nie je konzistentný s geologickou pozíciou datovanej vzorky, pochádzajúcej z polohy bazaltu vo vrchnej časti strednotriasového súvrstvia silicitických bridlíc, s ktorými sa na okraji aj prevrstvuje (obr. 4). Očakávali sme strednotriasový magmatický vek vlastného zirkónu, ale podarilo sa datovať len spodnokarbónsky, resp. ešte starší (kambroordovický) magmatický vek neznámeho zdroja 3 zrn zirkónu ako prímеси triasových bazaltov z prostredia stenčenej kôry, príp. vrchného plášťa, ktorým prenikali pri riftogénze. Zistený spodnokarbónsky a kambroordovický vek zdrojov prímesného zirkónu v strednotriasovom bazalte a dolerite sa zhoduje s dvomi najvýznamnejšími etapami extenzných udalostí nielen v západokarpatskom, ale aj celoeurópskom variskom fundamente. Tieto udalosti súviseli s otváraním prototetýdneho a paleotetýdneho oceánu a ovplyvnili kôrovú aj plášťovú litosféru novovzniknutými magmatickými suitami, ktoré sme datovali v komplexoch fundamente centrálnych Západných Karpát práve na zirkóne metódou U-Pb SHRIMP (Putiš et al., 2008, 2009b a citácie v týchto prácach).

Nadložný horizont diastrofickej brekcie sa skladá z málozaoblených, a teda transportom nevýrazne opracovaných, t. j. zväčša ostrohranných úlomkov (meta)bazaltu, (meta)gabrodoleritu (výnimočne metagabra) a (meta)rádiolaritu rádovo cm až dm veľkosti. Brekcia vznikla pravdepodobne náhlym porušením bazaltových lávových prúdov typu „pillow“ so žilami gabrodoleritu, sčasti prevrstvených rádiolaritom, a ich zosuvom do

hlbokovodnej časti okrajového sedimentárneho bazéna pod úrovňou CCD, kde dovtedy sedimentovali silicitické bridlice s rádiolaritom a silicitickým karbonátom. Brekcia obsahuje aj tenké vložky rádioláriových sedimentov, ktoré ju ešte v nespevnenom stave injektovali a vyplnili ako matrix. Ani na datovanom bloku (meta)gabrodoleritu z brekcie sa nepodarilo určiť jeho skutočný magmatický vek, ale iba vek (342 ± 5 mil. r.) neznámeho spodnokarbónskeho magmatického zdroja tohto zirkónu. Ide o podobný vek, aký sa zistil aj z polohy bazaltu v podložnom súvrství strednotriasových silicitických bridlíc.

Predpokladáme, že mechanizmom dezintegrácie bazaltov bola (severovergentná) obdukcia nesubdukovanej okrajovej, prevažne vrchnej časti oceánskej kôry s „pillow“ bazaltmi, žilami gabrodoleritu, prevrstvenými rádiolaritom, ktorá poskytla zdrojový materiál diastrofických sedimentárnych brekcií predpokladaného vrchnotriasového až strednojurského veku. Ich vrchný vekový limit predstavuje vekový záznam vysokotlakovej subdukčnej metamorfózy meliatika podľa ^{40}Ar - ^{39}Ar datovania (165 – 150 mil. r., Dallmeyer et al., 1993, 1996, 2005; Maluski et al., 1993). Keďže študovaná sukcesia bola len relatívne plytko (20 – 25 km) subdukovaná, a to už v rámci akrečnej prizmy, predpokladáme, že vek tejto prevažne strednotlakovej metamorfózy je až vrchnojurský (okolo 150 mil. r.). Rádioláriová fauna z rádiolaritov prekrývajúcich bazalty pri Jaklovciach, západne od nami študovanej lokality, sa určila ako strednojurská (Gawlick in Aubrecht et al., 2010). Preto aj horizont diastrofických brekcií považujeme analogicky za vrchnotriasový až strednojurský. Jeho vek by sa mohol upresniť štúdiom reliktov rádiolárovej fauny z červeného rádiolaritu ako matrixu diastrofickej brekcie.

Zmena režimu z relatívne pokojnej sedimentácie silicitických bridlíc na dynamickú sedimentáciu diastrofických brekcií zrejme súvisela so zmenou tektonického režimu vývoja meliatskeho bazéna. Táto zmena ovplyvňovala aj režim sedimentácie v okrajovej časti bazéna, z ktorej sa neskôr vytvorila akrečná prizma na sever od subdukčnej zóny. Extenzný režim počas otvárania, rozširovania a synriftového prehĺbovania bazéna v strednom triase charakterizovala pokojná sedimentácia silicitických bridlíc a silicitických karbonátov na vzdialenom stenčenom okraji kontinentu blízko hladiny CCD. Komunikáciu s kontinentom dokladá najmä detritický zirkón, ktorého veľmi dobre zachovaná magmatická typológia naznačuje, že jeho zdrojom mohli byť granity typu S gemerického fundamentu. Sedimentačný režim bazéna sa zmenil so začiatkom subdukcie pravdepodobne už na hranici triasu a jury, keď ho začala ovplyvňovať kompresia „na juhu“, s postupným formovaním aktívnej subdukčnej zóny s predpokladaným sklonom na juh. Kompresia sa postupne šírila severným smerom do okrajovej časti bazéna, kde sa v jeho ešte neuzatvorenej časti zvýšila dynamika sedimentácie. Odrazom toho je vznik diastrofických sedimentárnych brekcií z prilahlých, obdukovaných (nesubdukovaných) okrajových častí oceánskej kôry. Ich materiál pochádzal hlavne zo strednotriasových „pillow“ bazaltov, gabrodoleritov a rádiolaritov. Keďže silicitické

bridlice sú prekryté horizontom brekcií, ich materiál je v brekcií skôr výnimočný. Na niekoľkodesimetrových úlomkoch bazaltu alebo rádiolaritu v brekcií je často pozorovateľné vzájomné prevrstvovanie bazaltu, bazaltového tufu a rádiolaritu. Vrstvy brekcií prekryli pod hladinou CCD usadené nelitifikované rádioláiové bahno, ktoré do nich vnikalo ako vypĺňajúci matrix. K severnému okraju subdukčnej zóny sa v skrakovanej akrečnej prizme napokon pričlenila aj nami študovaná stredotriasovo-strednojurská sedimentárna sukcesia okrajovej časti bazéna, s obsahom materiálu obdukovanej, okrajovej časti oceánskej kôry. Bola ponorená do hĺbky 20 – 25 km (~ 600 – 700 MPa, obr. 11f), a metamorfovaná pri nízkych teplotách a prevažne strednom tlaku. Následne sa ako kompresne vytlačený (severovergentným rohovým tokom akrečnej prizmy?), a teda exhumovaný vyššietlakovo metamorfovaný tektonický fragment triasovo-jurská sukcesia vo formeolistolitu začlenila do sedimentov vrchnojurskej akrečnej prizmy v ešte neuzatvorenej časti bazéna ďalej na sever od subdukčnej zóny.

Zistená zonálnosť v aktinolitickom amfibole – od aktinolitického jadra, cez Na-ferroaktinolit až po ferrowinchit/winchit/riebeckit vo vonkajšom okraji – naznačuje, že tento fragment meliatika (s. l.) podľahol vyššietlakovej metamorfóze v nehlboko subdukovanej časti akrečnej prizmy. Ivan et al. (2009) opisujú magnezioriebeckit, riebeckit a ferrowinchit. Žiaľ, vychádzajú z analýz zafažených veľkou analytickou chybou, čím tieto analýzy nespĺňajú kritériá prepočtu železa Fe^{3+} , a preto sa na klasifikáciu amfibolov nehodia. Metamorfna udalosť sa datovala na fengitickej svetlej slude glaukofanitov a sprievodných bridlíc príkrovu Bôrky z južnejšej časti meliatika, z oblasti Jasova, Medzeva (Šugovská dolina) a Hačavy ako prevažne vrchnojurská (165 – 150 Ma) $^{40}Ar/^{39}Ar$ metódou (Dallmeyer et al., 1993, 1996, 2005; Maluski et al., 1993; Putiš et al., 2009a). Vek metamorfózy v subdukovanej južnej časti akrečnej prizmy (ale na sever od centrálnej časti subdukčnej zóny) spadá takto do najmladšej časti vyššie uvedeného časového intervalu (okolo 150 mil. r.). Iba horniny meliatika príkrovu Bôrky s obsahom glaukofánu reprezentujú hlbšie subdukovanú časť, metamorfovanú vo fácií modrých bridlíc (Faryad, 1997).

Norický terán (Neubauer a Frisch, 1989) ako južný okraj juhovergentnej variskej akrečnej prizmy má platformový vývoj sedimentov devónu aj karbónu a nehlboko pod ním sa predpokladá kadómsky či panafrický fundament. Akreoval sa k variskému orogénu bez výraznejšej variskej metamorfnej premeny. Typ fundamentu norického teránu je charakteristický pre južné Alpy, ale aj Bükk, Maďarské stredohorie a Tissiu. Až severnejšie od norického teránu došlo pokračujúcou generálne severovergentnou subdukciou oceánskej kôry Paleotetýdy k riftingu vrchnej („európskej“) platne (Stampfli, 1996) a otvoreniu Neotetýdy, súčasťou ktorej bol aj meliatsko-hallstattský bazén (Kozur a Mock, 1973; Putiš a Grecula in Plašienka et al., 1997; obr. 6). Južný kontinentálny okraj bazéna, ktorý sa zachoval vo vnútorných Západných Karpatoch, reprezentuje anchimetamorfovaná strednokarbónsko-jurská sedimentárna sukcesia turnaika s valúnmi

vápenato-alkalických vulkanitov v jurskom flyši (Vozárová a Vozár, 1992). V dnešnej stavbe turnaikum predstavuje supra-subdukčný akrečný komplex (meliatikum s. l.), nasunutý na príkrov Bôrky meliatika, a je prekrytý najvrchnejšími príkrovmi silicika. Severný kontinentálny okraj zrejme predstavoval väčšinou nízkometamorfovaný staropaleozoický fundament gemerika, vrátane datovaných spodnokarbónskych zdrojov zirkónu (Putiš et al., 2009b) s vrchnokarbónsko-permským, ojedinele až triasovým pokryvom (Grecula et al., 2009).

Pri extenzii, a teda rozširovaní meliatskeho bazéna, keď sedimentovali aj stredotriasové silicitické bridlice, bol aktívny permsko-spodnotriasový zdroj detritického zirkónu zo stenčeného okraja kontinentu. Príbuzná typológia tohto zirkónu a zirkónu granitov typu S gemerika naznačuje transport od severu na juh, do severného okraja meliatskeho bazéna, lokalizovaného pravdepodobne len na stenčenej kontinentálnej kôre, t. j. na listrických zlomoch poklesnutých hlbokovodných vyvýšení (halfgrabens) blízko úrovne CCD. Pri kompresii a sedimentácii diastrofických brekcií sa vo vrchnom triase až strednej jure aktivoval zdroj z nesubdukovanej časti oceánskej kôry na sever od subdukčnej zóny, ktorý mohol byť deštruovaný mechanizmom blízkym obdukcií. Materiál brekcií bol transportovaný z juhu na sever do okrajovej časti hlbokovodného bazéna, komunikujúcej s oceánskou kôrou. Sukcesia silicitických bridlíc a diastrofických brekcií pochádza teda generálne zo severnej časti meliatskeho bazéna. Vyvíjala sa na sever od juhovergentne subdukovanej predpokladanej oceánskej kôry meliatika. Alebo to bola prevažne kontinentálna subdukcia s hlbokovodnými sedimentmi a bazitmi/ultrabazitmi začiatočného štádia otvárania oceánskeho bazéna? Prevahu majú totiž bazalty typu vulkanického oblúka a vnútropláťové nad prechodnými k MORB (Faryad, 1997). S nimi sa mohli subdukovať aj vrchnoplášťové fragmenty paleotetýdnej suprasubdukčnej zóny (Radvanec et al., 2009). Po strednopermskej delaminácii nastala etapa kontinentálneho (vrchný perm až spodný trias) a pravdepodobne aj krátkodobého oceánskeho riftingu (stredný trias, ladin) meliatika.

Skúmaná tektonická kryha meliatika pri Jaklovciach sa považuje za súčasť jurskej akrečnej prizmy meliatika (Kozur a Mock, 1995; Mello, 1996), ktorej izolované kryhy a bloky vystupujú pozdĺž severného okraja gemerika. Jurský vek turbiditických sedimentov tejto melanže s olistolitmi triasových mramorov, serpentinitov, rádiolaritov, metabazitov, ale aj keratofýrov a metaryolitov zistili už Kozur a Mock (1985). Kozur a Mock (1995) a Mock et al. (1998) vyslovili názor, že môže ísť aj o *in situ* meliatikum zakorenené pri severnom okraji gemerika, čím by gemerikum predstavovalo izolovaný kontinentálny blok (ribón) v meliatskom bazéne. Nami indikované zdrojové horniny kontinentálneho okraja meliatika – typu gemerického fundamentu – túto alternatívu nepodporujú. Samotné gemerikum nie je súčasťou jurskej akrečnej prizmy a ani nebolo zahrnuté do oblasti jurskej subdukčnokolíznej metamorfózy podľa $^{40}Ar/^{39}Ar$ datovania (Dallmeyer et al., 1996). Predpokladáme, že pri severovýchodnom

okraji gemerika sa zachovali časti meliatika, ktoré pochádzajú zo severnej časti bazéna, ale zároveň relatívne južnej (nehlboko subdukovanej) časti akrečnej prizmy. Jej čelá mohli dosiahnuť stenčený kontinentálny okraj zrejme gemerika na hranici jury a kriedy. Do dnešnej popresunovej pozície sa dostali možným gravitačným sklzom z gemerika (alebo aj veporika) a sekundárne, v dôsledku kriedovej a terciárnej, najmä transpresnej tektoniky, javia suturnú zónu pozdĺž severného okraja gemerika. Ďalej na západ sa laterálne zastupujú s južnejšími časťami akrečnej prizmy meliatika, vrátane fragmentov príkrovu Bôrky (Radzim, Dobšina), resp. až turnaika. Pokračovanie suturnej zóny z južného okraja gemerika (rožňavsko-šugovský systém) až na severovýchodný okraj gemerika (jaklovsko-folkmarský systém) nie je reálne, čiže tieto dva systémy sa nedajú spojiť do jedného. Z uvedených faktov vyplýva ako hlavná, severná vergencia nasúvania meliatika na gemerikum (Neubauer et al., 1992).

Záver

Študovaná triasovo-jurská sukcesia Jaklovskej formácie meliatika v záreze železnice pri Jaklovciach má dve rozdielne časti. Spodnú časť sukcesie predstavujú silicitické bridlice s početnými laminami bazaltového tufu, ako aj s 3 m hrubou polohou bazaltu s pyroklastikom a tufom. Vrchnú, pravdepodobne vrchnotriasovo-strednojurskú časť sukcesie predstavuje horizont diastrofickej sedimentárnej brekcie s dm litoklastmi bazaltu, gabrodoleritu, rádiolaritu (prevrstveného s „pillow“ bazaltom) a matrixovou výplňou červenkastého silicitu – rádiolaritu.

Vek magmatickej kryštalizácie 3 m polohy strednotriasového bazaltu z vrchnej časti súvrstvia silicitických bridlíc sa na datovanom zirkóne nepodarilo potvrdiť, pretože sa vyseparovali len zirkóny ako cudzia prímies v bazalte, pochádzajúce z neznámeho spodnokarbónskeho zdroja, chudobného na zirkón (negranitového) – podľa konkordantného veku ich magmatickej kryštalizácie 359 ± 7 mil. r. (vzorka JAK-3).

Detritický zirkón strednotriasovej silicitickej bridlice sa dával ako prevažne vrchnopermsko-spodnotriasový (247 ± 4 mil. r., vzorka JAK-5). Jeho predpokladaným zdrojom, bohatým na zirkón, sú kyslé magmatity, napr. granity typu S gemerického fundamentu, najmä podľa ich morfológie.

Počas extenzie a sedimentácie strednotriasových silicitických bridlíc sa aktivoval permsko-spodnotriasový zdroj detritického zirkónu zo stenčeného okraja kontinentu, blízky granitom typu S gemerika. To by naznačovalo transport detritu od severu na juh, do severného okraja meliatskeho bazéna, lokalizovaného na stenčenej kontinentálnej kôre, t. j. na listrických zlomoch poklesnutých hlbokovodných vyvýšení (halfgrabens) blízko úrovne CCD. Začiatok kompresie a s ňou spojennej subdukcie predpokladanej oceánskej kôry centrálnej časti bazéna charakterizuje sedimentácia diastrofických brekcií vo vrchnom triase až strednej jure. Nesubdukovaná, okrajová a vrchná časť oceánskej kôry bola obdukciou deštruovaná

a stala sa zdrojom diastrofických brekcií. Materiál brekcií – („pillow“) bazalty s vrstvami rádiolaritu, ale aj pôvodnými žilami gabrodoleritu – bol transportovaný smerom na sever do okrajovej časti bazéna s usadeninami nelitifikovaného vrchnotriasovo-strednojurského silicitu – rádiolaritu. Sukcesia silicitických bridlíc, rádiolaritov a diastrofických brekcií ako celok pochádza teda veľmi pravdepodobne zo severnej časti meliatskeho bazéna. Vyvíjala sa na sever od juhovergentne subdukovanej predpokladanej oceánskej kôry meliatika aj s časťou sedimentov akrečnej prizmy.

Vek magmatickej kryštalizácie litoklastov, zrejme strednotriasových bazaltov a gabrodoleritov z horizontu diastrofickej brekcie, sa tiež nepodarilo zistiť, pretože sa vyseparovali opäť len prímiesné zirkóny, pochádzajúce z ich spodnokarbónskeho, na zirkón opäť veľmi chudobného zdroja – podľa konkordantného veku ich magmatickej kryštalizácie 342 ± 5 mil. r. (vzorka metagabrodoleritu JAK-6). Datovalo sa aj niekoľko zirkónov, ktoré pochádzajú z ešte staršieho zdroja prímiesných zirkónov bazaltov/gabrodoleritov – kambroordovického veku. To svedčí o dlhodobej recyklácii zirkónu počas opakovaných významných (globálnych) magmatických udalostí.

Metamorfóza horninových zložiek diastrofických sedimentárnych brekcií, t. j. litoklastov bazaltu, gabrodoleritu a rádiolaritu, matrixového rádiolaritu brekcie, ako aj podložínych silicitických bridlíc, má jednotný charakter. Dosiahla strednotlakovú zónu fácie zelených bridlíc v dôsledku nehlbokej (20 – 25 km) subdukcie relatívne južnej časti akrečnej prizmy, pričlenenej k severnému okraju subdukčnej zóny. Sukcesia sa po nehlbokej subdukčnej metamorfóze a po exhumácii formou tektonických fragmentov začlenila ako triasovo-jurský olistolit do (meta)sedimentov vrchnojurskej akrečnej prizmy meliatika, ktorej tektonické fragmenty nachádzame nasunutú na gemerikum a veporikum centrálnych Západných Karpát ako výsledok najmä kriedovej kolízno-transpresnej tektoniky.

Podakovanie. Táto práca bola financovaná z grantov Agentúry na podporu výskumu a vývoja č. APVV-0279-07, APVV-0081-10, LPP-0109-09 a grantu agentúry VEGA č. 1/0255/11. Ďakujeme recenzentom, doc. J. Spišiakovi, DrSc., (UMB, B. Bystrica) a doc. R. Aubrechtovi, PhD., (PriF UK, Bratislava) za podnetné návrhy na vylepšenie pôvodnej verzie rukopisu. Ďakujeme aj a. o. prof. Dr. H.-J. Gawlickovi (univerzita Leoben) za konzultáciu o veku analogických súvrství pri Margecanoch a Jaklovciach na základe ním určeného veku rádiolárovej fauny.

References

- AUBRECHT, R., GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SUZUKI, H., PLAŠIENKA, D., KRONOME, K. & KRONOME, B., 2010: Middle Jurassic matrix radiolarians from the Meliata ophiolite mélangé at the type Meliatic sites Meliata and Jaklovce (Western Carpathians): palaeogeographic evidence. *J. Alpine Geol.*, 52, PANGEO 2010 Abstracts, 82 – 83.
- BROSKA, I., KUBIŠ, M., WILLIAMS, C. T. & KONEČNÝ, P., 2002: The composition of rock-forming and accessory minerals from the Gemeric granites (Hnilec area, Gemeric Superunit, Western Carpathians). *Bull. Czech. Geol. Surv.*, 7, 147 – 155.

- BROWN, E. H., 1977: The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *J. Petrology*, 18, 53 – 72.
- DALLMEYER, R. D., NEUBAUER, F. & PUTIŠ, M., 1993: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age controls for the Pre-Alpine and Alpine tectonic evolution of nappe complexes in the Western Carpathians. In: *Pitoňák, P. & Spišiak, J. (eds.): Pre-Alpine Events in the Western Carpathians' Realm, Conference Excursion guide, Stará Lesná*, 11 – 20.
- DALLMEYER, R. D., NEUBAUER, F., HANDLER, R., FRITZ, H., MÜLLER, W., PANA, D. & PUTIŠ, M., 1996: Tectonothermal evolution of the internal Alps and Carpathians: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral and whole-rock data. *Eclogae geol. Helv.*, 89, 203 – 227.
- DALLMEYER, R. D., NÉMETH, Z. & PUTIŠ, M., 2005: Regional tectonothermal events in Gemicum and adjacent units (Western Carpathians, Slovakia): Contribution by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 11, 155 – 163.
- DOWNES, H., PANTÓ, Gy., ÁRKAI, P. & THIRLWALL, M. F., 1990: Petrology and geochemistry of Mesozoic igneous rocks, Bükk Mountains. *Lithos*, 24, 201 – 215.
- EVERARD, J. L., 1999: A blue amphibole occurrence from the Flowerdale River, northern Arthur Lineament. *Miner. Resour. (Geol. Surv. Tasmania)*, 5, 1 – 17.
- FARYAD, S. W., 1997: Lithology and metamorphism of the Meliata unit high-pressure rocks. In: *Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (eds.): Geological Evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov., Monograph.*, 131 – 144.
- FARYAD, S. W., SPIŠIAK, J., HORVÁTH, P., HOVORKA, D., DIANIŠKA, I. & JÓZSA, S., 2005: Petrological and geochemical features of the Meliata mafic rocks from the sutured Triassic oceanic basin, Western Carpathians. *Ophioliti*, 30, 27 – 35.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F., 1989: Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the eastern Alps. *Geol. Soc. Amer. Sp. Pap.*, 230, 91 – 100.
- GRECULA, P., KOBULSKÝ, J., GAZDAČKO, L., NÉMETH, Z., HRAŠKO, L., NOVOTNÝ, L. & MAGLAY, J., 2009: Geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria 1 : 50 000. Bratislava, ŠGÚDŠ.
- HARANGI, Sz., SZABÓ, Cs., JÓZSA, S., SZOLDÁN, Zs., ÁRVA-SÓS, E., BALLA, M. & KUBOVICS, I., 1996: Mesozoic igneous suites in Hungary: Implications for genesis and tectonic setting in the northwestern part of Tethys. *Int. Geol. Rev. (Washington)*, 38, 336 – 360.
- HAWKINS, J. W. & ALLAN, J. F., 1994: Petrologic evolution of Lau Basin sites 834 through 839. *Proceeding DDP Sci. Results*, 135, 427 – 470.
- HOLLAND, T. J. B. & POWELL, R., 1998: An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Metamorph. Geol.*, 16, 309 – 344.
- HOVORKA, D., 1977: Keratófýry triasu pri Jaklovciach. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, Geol., 32, 57 – 77.
- HOVORKA, D. & SPIŠIAK, J., 1998: Mesozoic Meliata ocean dismembered ophiolites. In: *Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. In: Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Geol. Survey of Slovak Republic, D. Štúr Publishers, Bratislava*, 81 – 88.
- IVAN, P., 2002: Relics of the Meliata Ocean crust: Geodynamic implications of mineralogical, petrological and geochemical proxies. *Geol. Carpath.*, 53, 245 – 256.
- IVAN, P., MÉRES, Š. & SÝKORA, M., 2009: Magnezioriebeckit v červených silicitoch a bazaltoch z Jakloviec (jaklovská formácia meliatika) – indikátor iniciálneho štádia vysokotlakovej subdukčnej metamorfózy. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 41, 419 – 432.
- JAKABSKÁ, K. & ROZLOŽNÍK, L., 1989: Zircons in gemeric granites. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 40, 141 – 160.
- KAMENICKÝ, J., 1957: Serpentinový a diabázový horniny triasu okolia Jakloviec. *Geol. Práce, Zoš.*, 46, 3 – 71.
- KOZUR, H. & MOCK, R., 1973: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie der Slowakischen Karstes. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 24, 365 – 374.
- KOZUR, H. & MOCK, R., 1985: Erster Nachweis von Jura in der Meliata-Einheit der südlichen Westkarpaten. *Geol. Paläont. Mitt.*, 13, 223 – 238.
- KOZUR, H. & MOCK, R., 1995: First evidence of Jurassic in the Folkmar Suture Zone of the Meliaticum in Slovakia and its tectonic implications. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 27, 301 – 307.
- LARIONOV, A. N., ANDREICHEV, V. A. & GEE, D. G., 2004: The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. In: *Gee, D. G. & Pease, V. L. (eds.): The Neoproterozoic timanide orogen of Eastern Baltica. Geol. Soc., London, Mem.*, 30, 69 – 74.
- LEAKE, B. E., WOOLLEY, A. R., ARPS, C. E. S., BIRCH, W. D., GILBERT, M. C., GRICE, J. D., HAWTHORNE, F. C., KATO, A., KISCH, H. J., KRIVOVICHEV, V. G., LINTHOUT, K., LAIRD, J., MANDARINO, J. A., MARESCH, W. V., NICKEL, E. H., ROCK, N. M. S., SCHUMACHER, J. C., SMITH, D. C., STEPHENSON, N. C. N., UNGARETTI, L., WHITTAKER, E. J. W. & YOSHII, G., 1997: Nomenclature of amphiboles: Report of subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canad. Mineralogist*, 35, 219 – 224.
- LEAKE, B. E., WOOLLEY, A. R., BIRCH, W. D., BURKE, E. A. J., FERRARIS, G., GRICE, J. D., HAWTHORNE, F. C., KISCH, H. J., KRIVOVICHEV, V. G., SCHUMACHER, J. C., STEPHENSON, N. C. N. & WHITTAKER, E. J. W., 2004: Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Associations amphibole nomenclature. *Amer. Mineralogist*, 89, 883 – 887.
- MALUSKI, H., RAJLICH, P. & MATTE, P., 1993: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Inner Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. *Tectonophysics*, 223, 313 – 337.
- MELLO, J., MOCK, R., PLANDEROVÁ, E. & GAÁL, L., 1983: Nové poznatky o stratigrafii meliatskej skupiny. *Geol. Práce, Spr.*, 79, 55 – 81.
- MELLO, J., 1996: Meliaticum – geological development, position and relation to surrounding units. *Geol. Práce, Spr.*, 101, 41 – 43.
- MOCK, R., SÝKORA, M., AUBRECHT, R., OŽVOLDOVÁ, L., KRONOME, B., REICHWALDER, P. & JABLONSKÝ, J., 1998: Petrology and petrography of the Meliaticum near the Meliata and Jaklovce villages, Slovakia. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 4, 223 – 260.
- MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A. K., GINZBURG, I. V., ROSS, M., SEIFERT, F. A. & ZUSSMAN, J., 1988: Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39, 55 – 76.
- NEUBAUER, F., FRITZ, H., BOJAR, A.-V., JANÁK, M., PUTIŠ, M. & REICHWALDER, P., 1993: Kinematics of the blueschist-bearing nappe: The Meliata unit of the Western Carpathians. *Terra Nova abstr.*, 4, 77 p.
- PLAŠIENKA, D., GRECULA, P., PUTIŠ, M., KOVÁČ, M. & HOVORKA, D., 1997: Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. In: *Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (eds.): Geological Evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov., Monograph.*, 1 – 24.
- POLLER, U., UHER, P., BROSKA, I., PLAŠIENKA, D. & JANÁK, M., 2002: First Permian-early Triassic ages for tin-bearing granites from the Gemic unit (Western Carpathians, Slovakia): connection to the post-collisional extension of the Variscan orogen and S-type granite magmatism. *Terra Nova*, 14, 41 – 48.
- PUPIN, J. P., 1980: Zircon and granite petrology. *Contr. Mineral. Petrology*, 73, 207 – 220.
- PUTIŠ, M., KOTOV, A. B., UHER, P., SALNIKOVA, J. B. & KORIKOVSKY, S. P., 2000: Triassic age of the Hrončok pre-orogenic A-type granite related to continental rifting: a new result of U-Pb isotope dating (Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 51, 59 – 66.
- PUTIŠ, M., SERGEEV, S., ONDREJKA, M., LARIONOV, A., SIMAN, P., SPIŠIAK, J., UHER, P. & PADERIN, I., 2008: Cambrian-Ordovician metaigneous rocks associated with Cadomian fragments in the West-Carpathian basement dated by SHRIMP on zircons: A record from the Gondwana active margin setting. *Geol. Carpath.*, 59, 3 – 18.
- PUTIŠ, M., FRANK, W., PLAŠIENKA, D., SIMAN, P., SULÁK, M. & BIRŇ, A., 2009a: Progradation of the Alpidic Central Western Carpathians orogenic wedge related to two subductions: constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of white micas. *Geodynamica Acta*, 22, 31 – 56.

- PUTIŠ, M., IVAN, P., KOHÚT, M., SPIŠIAK, J., SIMAN, P., RADVANEČ, M., UHER, P., SERGEEV, S., LARIONOV, A., MÉRES, Š., DEMKO, R. & ONDREJKA, M., 2009b: Metagneous rocks of the West-Carpathian basement, Slovakia: indicators of Early Paleozoic extension and shortening events. *Bull. Soc. géol. France*, 180, 461 – 471.
- RADVANEČ, M., KONEČNÝ, P., ONDREJKA, M., PUTIŠ, M., UHER, P. & NÉMETH, Z., 2009: Granity gemerika ako indikátor extenzie kôry nad neskorovariskou subdukčnou zónou a pri ranoalpínskej riftogenéze (Západné Karpaty): interpretácia podľa veku monazitu a zirkónu datovaného metódou CHIME a SHRIMP. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 41, 381 – 394.
- RAKÚS, M., POTFAJ, M. & VOZÁROVÁ, A., 1998: Basic paleogeographic and paleotectonic units of the Western Carpathians. In: Rakús, M. (ed.): *Geodynamic development of the Western Carpathians. Geol. Survey of Slovak Republic, D. Štúr Publishers, Bratislava*, 15 – 26.
- SCHUMACHER, J. C., 1997: Appendix2: the estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. *Amer. Mineralogist*, 82, 1 031 – 1 037.
- SIIVOLA, J. & SCHMID, R. A., 2007: Systematic nomenclature for metamorphic rocks: 12. List of mineral abbreviations. Recommendations by the IUGS Sub commission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Recommendations, web version of 01.02.2007. <http://www.bgs.ac.uk/scmr/products.html>
- SPEAR, F. S., ROBINSON, P. & SCHUMACHER, J. C., 1982: Chapter 1, Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. Internal limits in amphibole composition space: coexisting amphiboles; calcic amphiboles and sodic amphiboles. In: Veblen, D. R. & Ribbe, P. H. (eds.): *Amphiboles: Petrology and experimental phase relations. Rev. Mineral. Geochemistry*, 9B, 82 – 88.
- STAMPFLI, G. M., 1996: The Intra-Alpine terrain: A Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides. *Eclogae geol. Helv.*, 89, 13 – 42.
- TAYLOR, R. N., MURTON, B. J. & NESBITT, R. W., 1992: Chemical transects across intra-oceanic arcs: implications for the tectonic settings of ophiolites and their modern oceanic analogues. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 60, 117 – 132.
- VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J., 1992: Variscan terranes and evolution of Late Paleozoic sedimentary basins (Western Carpathians). In: Vozár, J. (ed.): *The Paleozoic geodynamic domains: Western Carpathians, Eastern Alps, Dinarides. D. Štúr Geological Inst., Bratislava*, 147 – 154.
- WILLIAMS, I. S., 1998: U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: *Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Rev. Econ. Geol.*, 7, 1 – 35.

Rukopis doručený 25. 1. 2011

Revidovaná verzia doručená 15. 2. 2011

Rukopis akceptovaný red. radou 16. 3. 2011

Metamorphosed succession of cherty shales with basalt and diastrophic breccia in olistolith of the Meliatic Jurassic accretion wedge near Jaklovce (Slovakia), dated on zircon (U-Pb SIMS SHRIMP)

Slightly metamorphosed succession of cherty shales, less cherty carbonates, with a 3 m thick basaltic layer and a number of thin layers or laminae of basaltic tuffs, covered by diastrophic breccia with cherty matrix was studied from a completely exposed railway cut near Jaklovce village (eastern Slovakia).

The Middle Triassic strata of reddish and greenish cherty shales, carbonates and radiolarites contain thin basaltic tuff layers and a 3 m thick basaltic layer in the upper part of the strata. A zircon concordant age of 359 ± 7 Ma is interpretable as Lower Carboniferous source age of zircon grains present in this Middle Triassic basalt, because its age is well constrained with the findings of mid-Triassic radiolarites in hosting Middle Triassic cherty strata. Detrital zircons with magmatic typology from the Middle Triassic cherty shales revealed predominating Late Permian to Lower Triassic concordant crystallization age (247 ± 4 Ma) of their probably acidic magmatic source. Zircon morphology indicates S-type (Gemerite) granites as the source rocks. Sedimentation of the Middle Triassic cherty carbonates and shales on a subsiding thinned continental margin is interpreted as syn-rift deepening of the Neo-Tethyan Meliatic Basin. It culminated by a short-term oceanic crust formation evidenced by thin layers of pillow-type basalts within the cherty strata or vice versa by the cherty interlayers in pillow-type basalts. The evidence

on the existence of the upper part of oceanic crust provides the material present in the diastrophic breccia horizon.

The diastrophic breccia horizon, a few of tens of metres in thickness, overlies previously described Middle Triassic succession. It indicates the change from an extension to a compression regime and starting subduction of the central part of the basin with developed oceanic crust at the boundary of Triassic and Jurassic. This event caused the obduction-like destruction of the unsubducted part of the oceanic crust, material of which was slumping onto the un lithified cherty strata in the marginal part of the basin, thus forming the Upper Triassic to Middle-Jurassic breccia horizon infilled or penetrated by a cherty (radiolarian) mud as a matrix. The breccia is built of cm to dm size angular fragments of basalts with preserved ophitic, less amygdaloidal texture. Quite common are gabbro-dolerites and rare gabbros. Radiolaritic dm size angular fragments are also present, wrapped and/or interlayered with a basalt. Zircons of a magmatic typology from a 0.5 m gabbro-dolerite fragment in the breccia show concordant age of 342 ± 5 Ma, interpretable again as an age of the unknown Lower Carboniferous source, again poor on zircon, found as admixture in the Middle Triassic basics.

Meta-basalts, meta-dolerites and meta-cherts, with still preserved magmatic ophitic or amygdaloidal textures, contain actinolite rimmed by ferrowinchite/winchite/

riebeckite in metamorphic veins. It indicates a higher-pressure metamorphic overprint that was dated in the Meliatic Bôrka nappe as Late Jurassic. After a 20–25 km burial within the compressed and subducted southern part of an accretion wedge, and exhumation of metamorphosed tectonic slices, fragments of Triassic to Middle Jurassic successions, as olistoliths, were incorporated into the Jurassic accretion wedge turbiditic (meta)sediments. The

succession of breccia (a few tens of metres in thickness) and underlying cherty-basaltic layers (at least 5–7 m in thickness) builds such an olistolith beside olistoliths of Triassic-Jurassic marbles, serpentinites, Permian-Lower Triassic rhyolites, keratophyres and clastics. As small tectonic sheeted bodies, the remnants of the Meliatic accretion wedge are recognizable all over the Gemeric Unit.